



HAL
open science

Quantification de la dynamique sédimentaire en contexte anthropisé. L'érosion des versants viticoles de Côte d'Or.

Jérôme Antoine Brenot

► To cite this version:

Jérôme Antoine Brenot. Quantification de la dynamique sédimentaire en contexte anthropisé. L'érosion des versants viticoles de Côte d'Or.. Sciences de la Terre. Université de Bourgogne, 2007. Français. NNT: . tel-00177201

HAL Id: tel-00177201

<https://theses.hal.science/tel-00177201>

Submitted on 9 Oct 2007

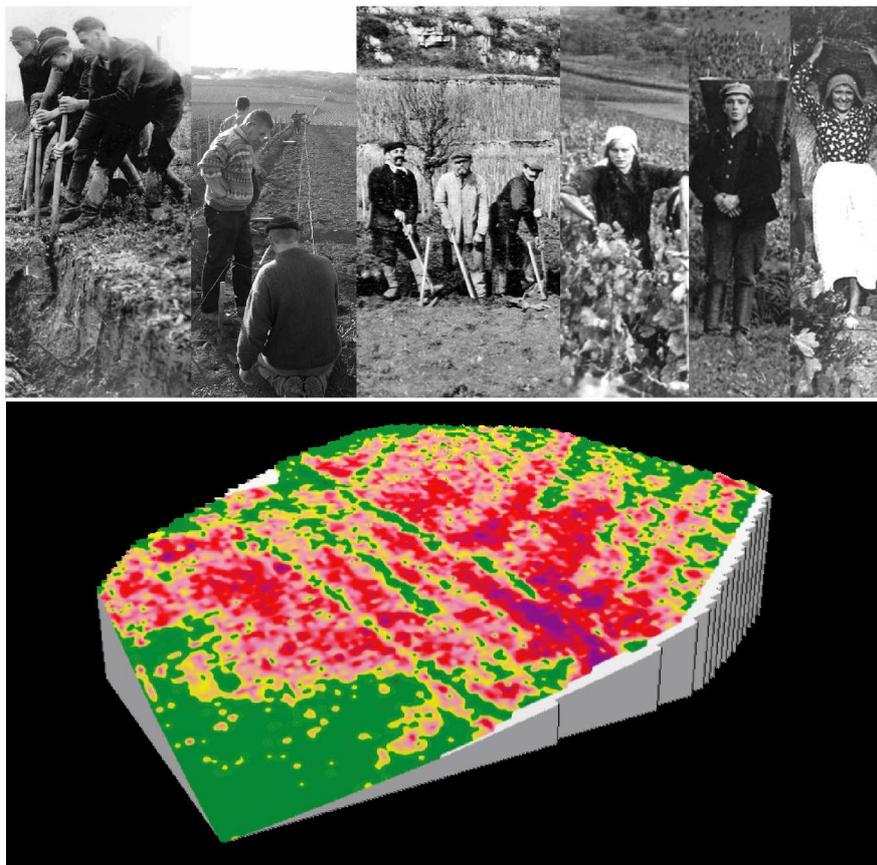
HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Quantification de la dynamique sédimentaire en contexte anthropisé.

L'érosion des versants viticoles de Côte-d'Or.

Jérôme Brenot



Quantification de la dynamique sédimentaire en contexte anthropisé.

L'érosion des versants viticoles de Côte-d'Or.

Jérôme Brenot

Thèse présentée pour l'obtention du Doctorat en Géologie
Soutenue le 25 mai 2007, devant le jury composé de :

Yves Le Bissonnais	Rapporteur	INRA Montpellier
Jean Poesen	Rapporteur	Université de Leuven
Pierre Curmi	Examineur	ENESA Dijon
Christian France-Lanord	Examineur	CRPG Nancy
Christophe Petit	Examineur	Université de Dijon
Amélie Quiquerez	Examinatrice	Université de Dijon
Philippe Davy	Co-Directeur de thèse	Université de Rennes 1
Jean-Pierre Garcia	Co-Directeur de thèse	Université de Dijon

Remerciements

Je remercie les membres du Jury d'avoir accepté de juger mon travail : Yves Le Bissonnais, Jean Poesen, Pierre Curmi et Christian France-Lanord. Merci à Jean-Pierre Garcia et Philippe Davy d'être à l'origine de ce travail, et de l'avoir dirigé durant ces trois dernières années, passées sous les climats des côtes viticoles et ostréicoles. Je remercie Amélie Quiquerez, pour son engagement dans ce travail, et Christophe Petit, à qui je veux témoigner ici de ma gratitude pour tout ce qu'il m'a apporté depuis que je le connais. Enfin à tous, car cette thèse est aussi l'aboutissement de plusieurs années passées à vos côtés.

Merci à toutes les autres personnes rencontrées au cours de ma thèse, pour les discussions et pour plein d'autres choses: Chantal Gascuel, Fabrice Monna, Carmela Château, Pierre Curmi, Gunther Eble, Yves Queté, Yves Richard, Jean-François Buoncristiani, Yannick Bénard, Jean-Luc Loizeau. A Jean Van Den Driessche, un merci qui va de Roda jusqu'à Roazhon. Je tiens enfin à saluer Mrs Delcaillau et Gigot (Caen), ainsi que Maurice Amiot (Dijon), pour leurs enseignements.

Ce travail a été financé par la Région Bourgogne et Rennes Métropole ; il s'est déroulé au sein des laboratoires de Biogéosciences à Dijon et de Géosciences Rennes, dont je remercie l'ensemble des personnels respectifs pour leur accueil et leur aide à tout moment de cette thèse. Un merci particulier aux secrétaires pour leur précieuse besogne quotidienne.

Aux gens de la vigne ! D'abord à deux viticulteurs de la Côte : Michel Gros à Vosne-Romanée, et Ulrich Bouzerand-Dujardin à Monthélie. Je veux remercier également des viticulteurs qui m'ont aidé et accueilli à différents moments : Bruno Clair à Marsannay, Jacky Clerget à Monthélie (et aussi la secrétaire de mairie), Mrs Deschamps père et fils à Monthélie, Eric de Suremain à Monthélie, Paul Garaudet à Monthélie, Fabien Esthor à Pernand-Vergelesses, ainsi que les gens rencontrés au milieu des océans de ceps, tout au long des saisons.

Sans eux je n'aurais rien. Un grand salut à Julien, pour les joies accordéonesques du samedi matin, et à Myriam; Salut à vous, Nicolas, Rico, Blaise, Goshia, Vincent de Dijon, Seb du Brésil, Dom le-poto de partout, et Sébastien de Rennes, Castor, Catskin, Fabien P, Fabieng, Tanguy, Soumia, Caro, Laurent L², Aurélien SF, Loïc de Rennes, Olivier et Corine, Laure et Nolwenn, Benjamin M, Anne, Nico et Ben et Flo et Chrystelle et Yul, Michael et Elise et Mathieu et Seb L, Nuno, et les autres, dont les apaches Frédéric et Pierre. Salut enfin à vous, Stéphane, Ben, Mathieu, Franck-la-fine, Saint Sylvain, Emelyne, Toto, Victor, Simon. Encore merci à Momo et Cocotte pour le joli été; et à Geneviève pour tout.

Salutations aux gens de ma famille, de toutes régions, de tous pays !

A ma mère et à ma sœur, qui m'ont tellement aidé.

A Lou, tutto a te.

A mon père.

TABLE DES MATIERES

Introduction ... p. 1

1. L'érosion anthropique...3
2. Les versants viticoles : un cas pertinent de l'emprise de l'homme sur les paysages...6
3. La dynamique de redistribution sédimentaire sur les versants viticoles...8

1. Contexte de l'étude : les versants viticoles de la Côte d'Or... p. 11

- 1.1. Les versants et la viticulture...13
- 1.2. Caractérisation de l'anthropisation des versants...29
- 1.3. Conclusions...33

2. Quantification de l'érosion à l'échelle d'un événement pluvieux ... p. 35

- 2.1. Article 1: Soil degradation caused by a high-intensity rainfall event: Implications for medium-term soil sustainability in Burgundian vineyards...41
- 2.2. Conclusions...63

3. Quantification de l'érosion à une échelle pluri-décennale : le RUM ... p. 65

- 3.1. Comment mesurer l'érosion?...69
- 3.2. Mise au point d'une méthode : le RUM...77
 - Article 2 : Erosion rates and sediment budget established at square meter-scale resolution using vine roots on the hillslopes of the Burgundian vineyards...81

4. Quantification de l'érosion à une échelle pluri-décennale : Applications ... p. 103

- 4.1. Mode de représentation des cartes d'érosion...107
- 4.2. Application aux versants de Monthélie...109
 - Article 3 : Erosion rates over pluri-decennial scales on tilled vine surfaces: effects of topography on sediment transport processes (Monthélie, France)...121
- 4.3. Applications aux autres sites et comparaison des trois sites...145
 - Article 4 : Soil erosion rates in Burgundian vineyards...155
- 4.4. Utilisation d'un modèle pour la détermination des résidus...161
- 4.5. Conclusions : érosion et anthropisation...183

5. Discussions sur les déterminants topographiques et climatiques du ruissellement ... p. 191

- 5.1. Ruissellement et climat...195
- 5.2. Processus de l'érosion sur les versants...209
- 5.3. Conclusions...215

6. Dynamique des paysages viticoles : approche à une échelle pluri-centennale ... p. 217

- 6.1. Sondages à Vosne-Romanée...221
- 6.2. Sondages à Monthélie...227
- 6.3. Conclusions...237

Conclusions ... p. 241

Bibliographie...p. 249

Annexes...p. 263

Introduction

1.1. L'érosion anthropique

Le phénomène de la dégradation des sols par l'action de l'homme et l'ensemble de ses conséquences sont désignés sous le terme *d'érosion anthropique*. L'érosion hydrique des sédiments qui nappent les versants, et qui sont exploités par l'agriculture, traduit le phénomène de *la mise à l'équilibre d'une topographie de versant*. Cette mise à l'équilibre correspond à la redistribution des matériaux à l'intérieur d'un bassin versant, via les formes du ruissellement, c'est-à-dire dans une rigole, dans un ruisseau, ou dans une rivière. L'eau qui circule à la surface des sols détache, transporte et redépose les particules en fonction de l'instabilité topographique des versants.

A l'échelle des temps géologiques, la morphologie des versants et la quantité de sédiments stockés sur les versants sont d'abord contrôlées par la compétition entre les processus tectoniques et les processus d'érosion. Cette compétition détermine le rapport entre la vitesse de création d'altitude par le soulèvement des continents, et la vitesse de dénudation des continents. Dans les chaînes de montagnes actives, les versants sont soumis à des vitesses d'érosion très importantes, de l'ordre de 1 à 10 mm/an (Montgomery and Brandon, 2002). Les zones de forts reliefs sont à l'équilibre lorsque le soulèvement tectonique est totalement compensé par les processus d'érosion et de transport sur les versants et dans les rivières. Les flux sédimentaires des rivières qui drainent de telles zones sont les plus importants à l'échelle de la planète (Summerfield and Hulton, 1994). Lorsque le flux tectonique diminue, l'érosion des reliefs conduit à une pénéplénation des continents par diminution des pentes et des altitudes. Le climat est alors l'unique moteur de la morphogénèse, parce qu'il contrôle le flux d'eau et la température. Il détermine le type de couverture végétale (Strakhov, 1967 ; USSCS, 1975) et les processus d'altération biochimique et/ou mécanique (Allen, 1997). Dans les régions à climat tempéré, le développement d'une biosphère depuis la fin de la dernière phase glaciaire n'a pas changé les formes du paysage, mais au contraire les a stabilisées par une forte couverture végétale. Les quelques mètres de sols qui recouvrent la surface des continents témoignent de cet état d'équilibre (Heimsath et al., 1997).

Au cours de l'Holocène, l'anthropisation des bassins versants, c'est-à-dire la transformation des paysages par l'exploitation agricole des sols, s'est traduite par une augmentation significative des flux sédimentaires par rapport aux flux pré-anthropogéniques (Hewawasam et al., 1997 ; Wilkinson, 2005). Ces flux sédimentaires, exprimés en *vitesses d'érosion des sols*, ont augmenté d'un facteur 10 à 100 (Figure 1). La recherche des preuves de la mise en culture des versants correspond à la mise en évidence des *indices de l'anthropisation* de ceux-ci. Sur les périodes historiques, là où les variabilités du forçage climatique et anthropiques sont documentées à haute résolution, la variation des flux sédimentaires se corrèle à la variation du couvert végétal et de l'occupation des sols (Figure 2).

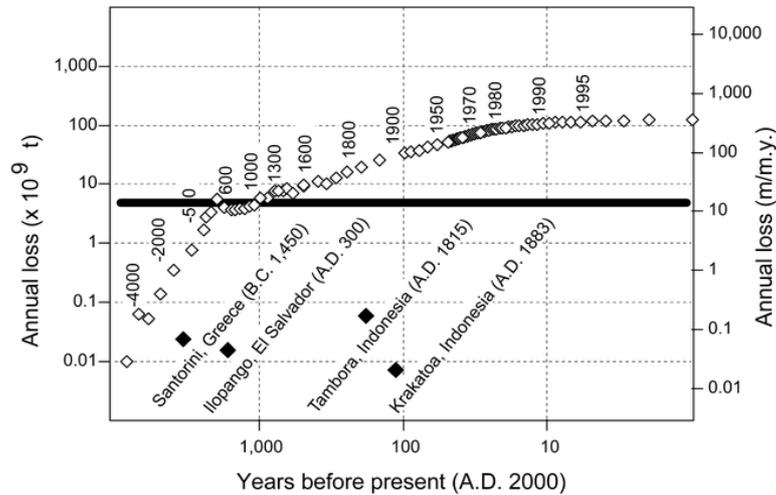


Figure 1. Variation des vitesses d'érosion sur la période Holocène (Wilkinson, 2005), compilation d'après les données de Hooke (2000). La ligne en noir correspond à la vitesse moyenne de dénudation des reliefs terrestres calculée pour les temps géologiques, et les points en noir, à titre de comparaison, représentent les volumes de matériau libérés par des éruptions volcaniques majeures.

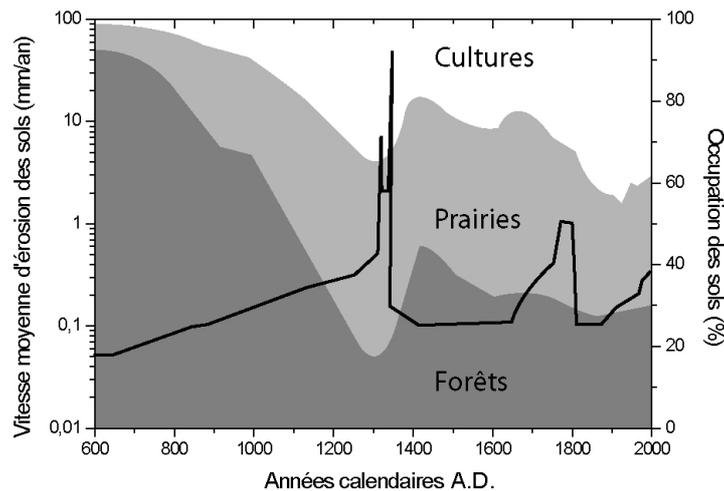


Figure 2. Evolution de l'occupation des sols et des vitesses d'érosion en Allemagne, compilation de plusieurs études sur la période Haut Moyen-âge jusqu'à l'actuel (Bork et Lang, 2003, modifié). La disparition des forêts au profit de cultures sur champs labourés se traduit par une augmentation significative des vitesses d'érosion.

A l'origine de cette augmentation des flux sédimentaires, la déstabilisation des versants avec l'apparition de l'agriculture se manifeste d'abord par l'apparition des formes concentrées de l'érosion hydrique, c'est-à-dire sous forme de ravines qui incisent la topographie (*e.g.* Schmitt et al., 2002 ; Gàbris et al., 2003 ; Vanwelleghem et al., 2003). Les séquences colluviales sont remaniées par l'érosion hydrique (*e.g.* Lang et Hönscheidt, 1999 ; Terhorst et al., 2000 ; Larue, 2002 ; Dotterweich et al., 2003). Consécutivement, la dynamique des rivières enregistre les modifications de la dynamique des versants (*e.g.* Coltorti, 1997 ; Vannièrè et al., 2000 ; Pasternack et al., 2001 ; Marchetti, 2002 ; Dearing and Jones, 2003 ; Foster et al., 2003), et la sédimentation dans les bassins naturels montre généralement une augmentation des flux sédimentaires lorsque les versants sont soumis à la pression

anthropique (*e.g.* Meade and Trimble, 1974 ; O'Hara et al., 1993 ; Macaire et al., 1997 ; Buoncristiani et al., 2002 ; Gale and Haworth, 2005). Dans tous les cas, l'introduction de l'agriculture sur les versants est à l'origine d'une redistribution des matériaux sur les versants, depuis des formes d'incision des parcelles, et donc d'un remaniement des séquences colluviales et pédogénétiques, d'une augmentation des flux hydriques et sédimentaires dans les rivières, et enfin d'un comblement des dépressions par apport sédimentaire des versants.

La quantification des flux sédimentaires en contexte agricole montre que les sols s'érodent à des vitesses très importantes, de l'ordre de une à plusieurs tonnes/ha/an (Morgan, 2005 ; Hooke, 2006), tandis que les vitesses de production de sol sont de l'ordre de 0.01 à 0.1 t/ha/an (Heimsath et al., 1999 ; Minasny and McBratney, 1999), c'est-à-dire 10 à 1000 fois moins rapides. L'addition de ces deux processus correspond à l'érosion de 1 à quelques millimètres de sol par an, soit des vitesses comparables aux vitesses d'érosion mesurées dans les chaînes de montagne. Bénéfique dans une certaine mesure, c'est-à-dire lorsque l'érosion permet de renouveler un sol en accélérant la pédogenèse (Neboit, 1983), le rapport entre pédogenèse et morphogenèse devient préjudiciable pour la fertilité des sols et pour leur potentiel agronomique lorsqu'ils n'ont plus le temps de se régénérer (Pimentel et al., 1987 ; Evans, 1995 ; Pimentel et al., 1995 ; Le Bissonnais et al., 2002). A court terme, cette érosion a des implications environnementales et économiques énormes pour l'agriculture, bien que sujettes à polémique (Pimentel et al., 1987; Stocking, 1995; Crosson, 1995; Pimentel and Skidmore, 1999; Trimble and Crosson, 2000). La notion même d'érosion anthropique en tant que paramètre de forçage comporte ses limites puisque la représentativité des flux sédimentaires à l'échelle des temps géologiques est nécessairement réduite¹. Aussi, la quantification des flux historiques, actuels et futurs, en relation avec l'anthropisation des bassins versants, demeure une question fondamentale pour estimer l'impact réel de l'homme sur son environnement. Les modèles numériques de l'érosion des sols, prolongeant le plus souvent les travaux pionniers de Wischmeier et Smith (1958 ; 1978) sur les grandes plaines céréalières américaines, permettent de mettre en relation la production sédimentaire, c'est-à-dire des flux d'érosion, avec les pratiques agricoles. Plusieurs études défendent l'idée selon laquelle l'homme est le premier agent de l'érosion à la surface de la Terre (Hooke, 1999 ; 2006 ; Haff, 2000 ; Hooke, 2000 ; Goudie, 2005 ; Wilkinson, 2005 ; Wilkinson and McElroy, 2007), parce que les flux anthropiques dépassent les flux naturels.

Le forçage anthropique sur son environnement est surtout problématique lorsqu'il dégrade irrémédiablement les ressources en sols, et qu'elle contribue à la dégradation d'un environnement dans sa totalité (Pimentel et al., 1987 ; Karlen et al., 2003 ; Morgan, 2005).

¹ En d'autres termes, il s'agit de comprendre si l'impact de l'homme sur les flux planétaires est significatif par rapport aux autres types de forçages qui font et défont les reliefs de la Terre.

1.2. Les versants viticoles : un cas pertinent de l'emprise de l'homme sur les paysages.

Parmi les différents contextes agricoles, les versants viticoles sont reconnus comme des versants particulièrement sensibles à l'érosion, et sujets à des vitesses d'érosion particulièrement élevées (Kosmas et al., 1997; Hooke, 2006 ; Brenot et al., 2007). En France, quatre éléments expliquent cette situation : la culture de la vigne n'a pas de frontières topographiques (i), les sols sont soumis à des pratiques culturales intenses (ii), le parcellaire suit les lignes de plus grande pente (iii), et les paysages viticoles sont des paysages monocultureux (iv). En Europe, beaucoup de régions viticoles sont situées dans les zones méditerranéennes, et subissent les effets de climats souvent dévastateurs lors des orages très intenses (Martínez-Casasnovas et al., 2002).

Tout viticulteur sur coteau est confronté aux phénomènes d'érosion lors des orages. Depuis les parcelles de haut de versant dont les ceps se font déchausser par des ravines jusqu'au viticulteur de bas de versant qui reçoit les matériaux de l'amont sous forme de coulées de boues, les conséquences de l'érosion sont directement perceptibles et identifiées. Dans la plupart des régions viticoles, l'eau des nappes est rendue impropre à la consommation en raison de leur contamination par les produits phytosanitaires. Les phénomènes de ruissellement et d'érosion transfèrent ces produits avant même que ceux-ci aient eu le temps d'être assimilés dans les sols, et donc d'y être potentiellement dégradés². La viticulture ne représente que 5% de la surface agricole nationale, mais concentre 25% de la quantité des produits phytosanitaires organiques utilisés par l'agriculture (IPSEAU, 2002).

Les phénomènes de ce transfert des matériaux sur les versants viticoles de la Côte d'Or sont perceptibles à tous les niveaux du versant. Dans les zones sources, l'érosion se manifeste sous la forme de rigoles qui incisent la topographie des inter-rangs (Figure 3). Une autre conséquence directe de cette forme perceptible du ruissellement est le déchaussement des pieds de vigne sur les rangs. Cette ablation prend des allures plus graves lorsque le substrat est atteint, ou bien lorsque l'érosion déchausse entièrement les pieds de vigne. Cette situation oblige la vigne à chercher des ressources hydriques plus en profondeur si sa vigueur et l'épaisseur du sol le lui permettent, ou bien le viticulteur peut adapter sa taille en limitant le nombre de grappes. Dans tous les cas, cette ablation de sol conduit à une lente disparition du substrat de la vigne qui, en se raréfiant, menace non seulement la production de raisin, mais également la pérennité d'une culture qui se veut fortement dépendante de la qualité des sols.

² En 2007, l'enherbement des contours des parcelles de vigne devient obligatoire pour tout le vignoble de la Côte. Certains viticulteurs défendaient depuis longtemps cette solution qui limite la diffusion des produits mais aussi des sédiments sur les versants. Cette nouvelle réglementation est bénéfique pour l'ensemble d'une communauté qui vit de et sur la Côte.

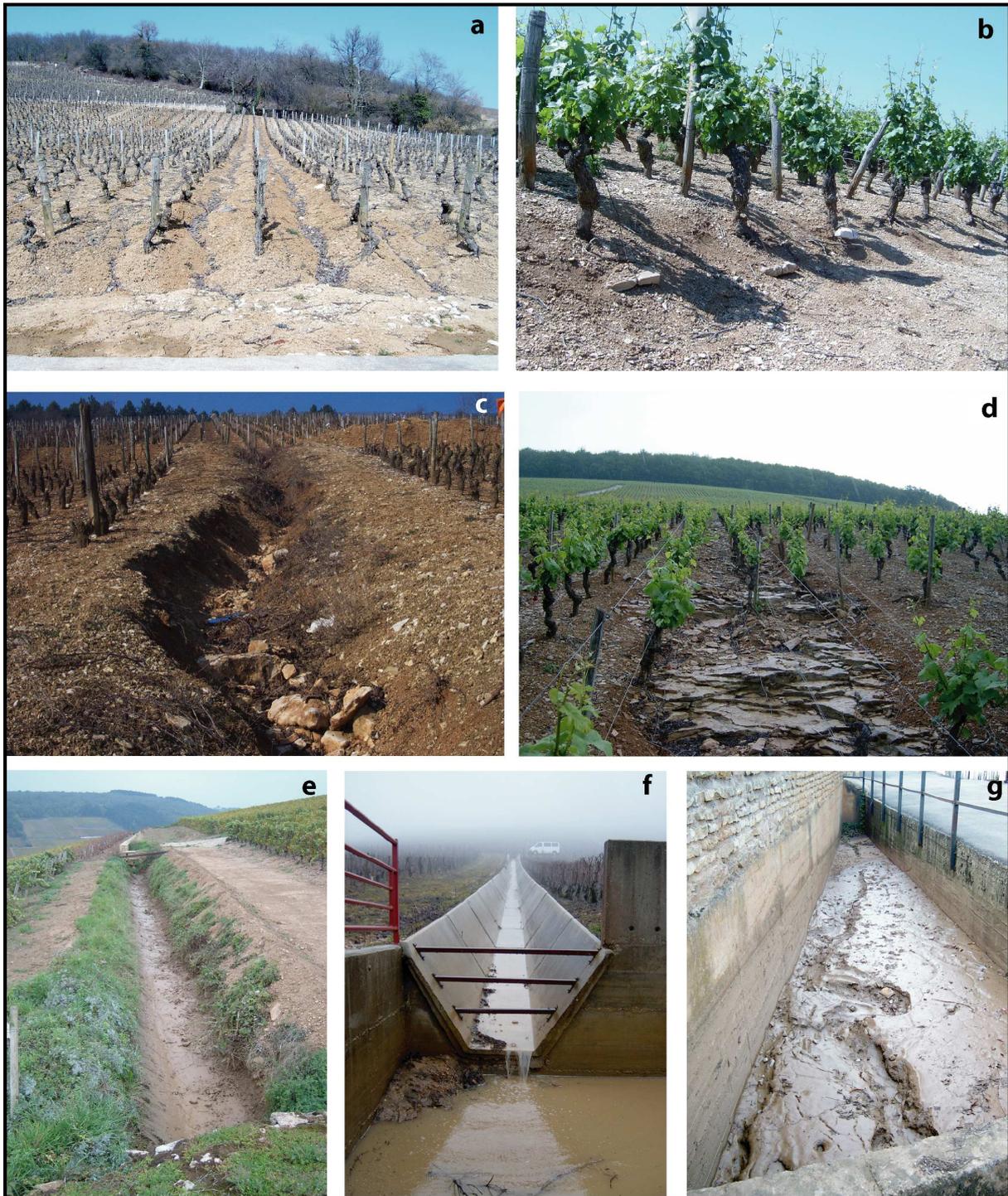


Figure 3. Aspects du transfert des sédiments sur les versants viticoles de la Côte.

- A**: érosion généralisée à tous les rangs d'une parcelle à Aloxe-Corton.
- B**: ceps déchaussés à Vosne-Romanée en limite inférieure de parcelles. L'érosion met à nu les pierres qui lestent les fils de la vigne. Ces poids sont enfouis lors de la plantation à 50 cm de profondeur.
- C**: ravine à Vosne-Romanée. **D**: ravine qui se développe sur une parcelle sans travail du sol (Aloxe-Corton). La ravine, ici volontairement provoquée, atteint le substrat.
- E et F** : bassins de décantation à Aloxe-Corton. Ce type de bassin est fréquemment curé pour réintroduire les sédiments dans les parcelles. Ces aménagements permettent de freiner la course de l'eau et de retenir une partie des sédiments sur les versants.
- G** : bassin de décantation à Ladoix-Serrigny, où les sédiments en bas de versants sont typiquement constitués de la fraction la plus fine.

Cette situation, qui est *a priori* critique aujourd'hui, s'inscrit dans le cadre d'une agriculture qui a pris pied sur les versants de la Côte et dans de nombreuses autres régions viticoles européennes depuis plusieurs siècles (Dion, 1959). Depuis l'introduction de la viticulture sur versants, les sols subissent les effets conjugués de l'érosion et des pratiques culturales (Vogt, 1970). Ces effets sont limités à la couche la plus superficielle – le premier mètre –, à l'échelle de quelques années par action répétée du ruissellement et des labours. Cependant, sur de plus longues échelles de temps, les sols subissent aussi des remaniements qui sont liés à la modification du paysage par l'homme en fonction des aménagements de versants, qui comprennent à la fois le défrichement, le remembrement, la création de murs, et les remontées de terre.

La redistribution des sédiments au cours du temps à l'intérieur d'un système viticole intègre autant les effets des processus naturels du ruissellement que les effets de l'anthropisation.

1.3. La dynamique de redistribution sédimentaire sur les versants viticoles

Les versants de la présente étude correspondent à un type de versant qui subit les effets du ruissellement et des pratiques culturales, et ce depuis l'introduction de la viticulture sur les versants de la Côte. La Figure 4 représente la distribution des processus de transfert de la matière sur les versants viticoles.

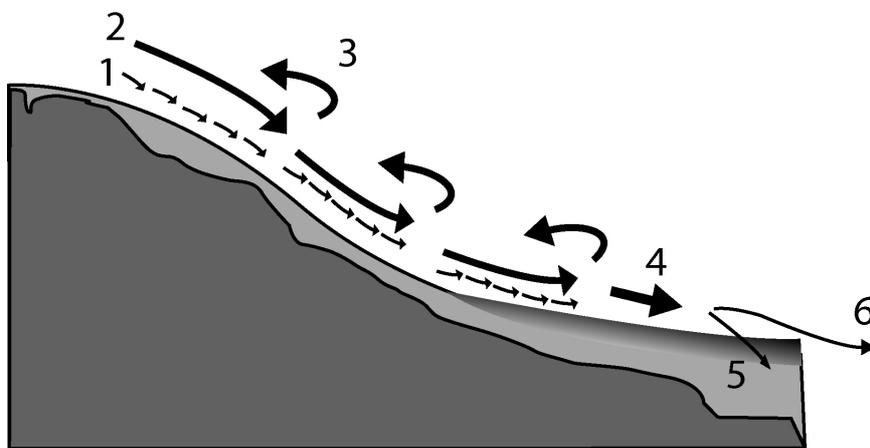


Figure 4. Schéma de la distribution des processus de transfert des sédiments qui composent le substrat des vignes sur un versant imaginaire. L'action du ruissellement (1) entraîne les particules le long des rangs de vigne, le cumul des événements érosifs provoque une ablation de la topographie pour chaque parcelle (2), temporairement compensée par les remontées de terre (3). En pied de versant (4), les sédiments qui transitent via le parcellaire sont exportés dans la plaine, une fraction est stockée dans les séquences colluviales (5), tandis que les sédiments qui atteignent les rivières sont définitivement perdus.

Ce schéma permet de hiérarchiser les processus qui contrôlent le stock et le transfert des sédiments sur les versants. A haute résolution de temps et d'espace, les vitesses de transfert des sédiments sont d'abord contrôlées par les processus de ruissellement à l'intérieur des parcelles (1) et

par les pratiques culturales (3), c'est-à-dire les remontées de terre. A l'échelle du versant, les vitesses d'érosion intègrent sur plusieurs décennies (temps moyen de la durée de vie d'une parcelle) ces deux processus ($2 = 1 + 3$), c'est-à-dire à la succession des événements érosifs et des effets des pratiques culturales. A l'échelle du versant, et à l'échelle de plusieurs siècles, la topographie du versant va intégrer les processus naturels et anthropiques ($6 = 4 - 5$), qui correspond à l'ablation naturelle des sols et des remaniements des sols par l'homme. Toute la dynamique du versant, c'est-à-dire l'addition des différents processus, va ainsi être déterminée par l'intensité de chacun de ces processus.

Cette étude se propose donc de quantifier les processus sédimentaires à plusieurs échelles de temps et d'espace sur des versants fortement anthropisés. Ce travail a pour objectif de répondre à trois questions fondamentales :

1. Quels sont les processus qui contrôlent l'érosion à l'intérieur des parcelles ?
2. Quelle est l'intensité de chacun des processus naturels et anthropiques ?
3. Quel est l'impact de l'addition de ces processus sur la dynamique de transfert des sédiments ?

Ces trois thèmes de travail déterminent l'organisation du manuscrit et des méthodologies employées, synthétisées en 6 chapitres :

- Le Chapitre 1 présente le contexte général des trois sites étudiés.
- Le Chapitre 2 s'intéresse à la quantification de l'érosion à l'échelle d'un orage à partir du suivi de l'érosion d'une parcelle viticole (article 1).
- Le Chapitre 3 concerne le développement d'une méthodologie de quantification de l'érosion sur des échelles pluri-décennales basée sur la mesure du déchaussement des ceps de vigne (article 2).
- Le Chapitre 4 présente les résultats de l'application de la méthode (articles 3 et 4).
- Le Chapitre 5 présente les résultats d'une approche théorique du ruissellement et de son application aux versants étudiés.
- Le Chapitre 6 présente les résultats d'une approche de la dynamique sédimentaire à l'échelle du paysage et de plusieurs siècles.

Cette thèse est complétée par des Annexes.

Chapitre 1.

Contexte de l'étude :

Les versants viticoles de Côte d'Or

1.1. Les versants et la viticulture

1.1.1. La Côte viticole

Les versants viticoles étudiés se situent dans le département de la Côte d'Or, en région Bourgogne (France). Le vignoble de la « Côte » se développe sur une bande étroite de quelques kilomètres de large sur une cinquantaine de kilomètres du Nord au Sud, le long d'un axe Dijon-Beaune (Figure 1.1). Ce vignoble couvre la discontinuité topographique qui sépare d'un côté les plateaux à l'ouest du département, en direction du Morvan, et de l'autre la plaine bressane, en direction des reliefs du Jura. La Côte, en tant que relief et vignoble, s'étend selon une direction N-S de Dijon à Nuits Saint-Georges, et selon une direction NNE-SSO de Nuits-Saint-Georges à Chagny.

L'origine de ce relief est liée à l'ouverture du fossé bressan durant l'Oligocène. Il suit le tracé d'un réseau de failles qui bordent le fossé d'effondrement de la plaine de la Bresse (Rat, 1974). A l'Ouest, les plateaux bourguignons sont constitués de formations jurassiques marno-calcaires de plate-forme, et sont cisailés par un réseau de failles. Leur structure est tabulaire. Les mêmes formations se retrouvent à plusieurs centaines de profondeur sous la plaine bressane, et localement le rejet de faille atteint 1000 mètres. La géométrie de ce réseau reste encore mal déterminée, mais elle s'articule autour d'une faille majeure le long de laquelle s'alignent des microfailles (Rémond, 2005). Le remplissage du bassin d'effondrement bressan est constitué par des sédiments tertiaires, depuis des formations basales de l'Oligocène jusqu'aux complexes alluvionnaires contemporains de la mise en place de la Saône.

L'altération de ce relief au cours du tertiaire a provoqué le recul du tracé de la Côte par rapport à la faille majeure. A son pied, des systèmes en piedmont se développent dès l'Oligocène, soumis à l'influence conjuguée de la dégradation des versants (Rémond et al., 1972, Bonvalot et al., 1984) et de l'influence sédimentaire de la plaine de la Bresse et de son réseau par des dépôts fluvio-lacustres au cours du Plio-Pléistocène (Perriaux, 1951 ; Petit, 1993). Les plateaux sont incisés par un réseau hydrographique qui se connecte à la Saône. Le long de la Côte, les principales villes (Dijon, Beaune, Nuits-Saint-Georges) sont installées sur des cônes sédimentaires à l'exutoire des vallées majeures (L'Ouche, Le Meuzin...), tandis que les villages viticoles sont généralement situés dans l'axe d'incisions perpendiculaires au tracé de la Côte, vallées mineures ou *combes*, qui remontent vers les plateaux. Cette configuration est surtout vérifiée pour la Côte de Nuits, où les villages sont dominés par le vignoble. Sur les Côtes de Beaune, les vallées sont plus évasées et plus longues, les villages surplombent les vignobles.

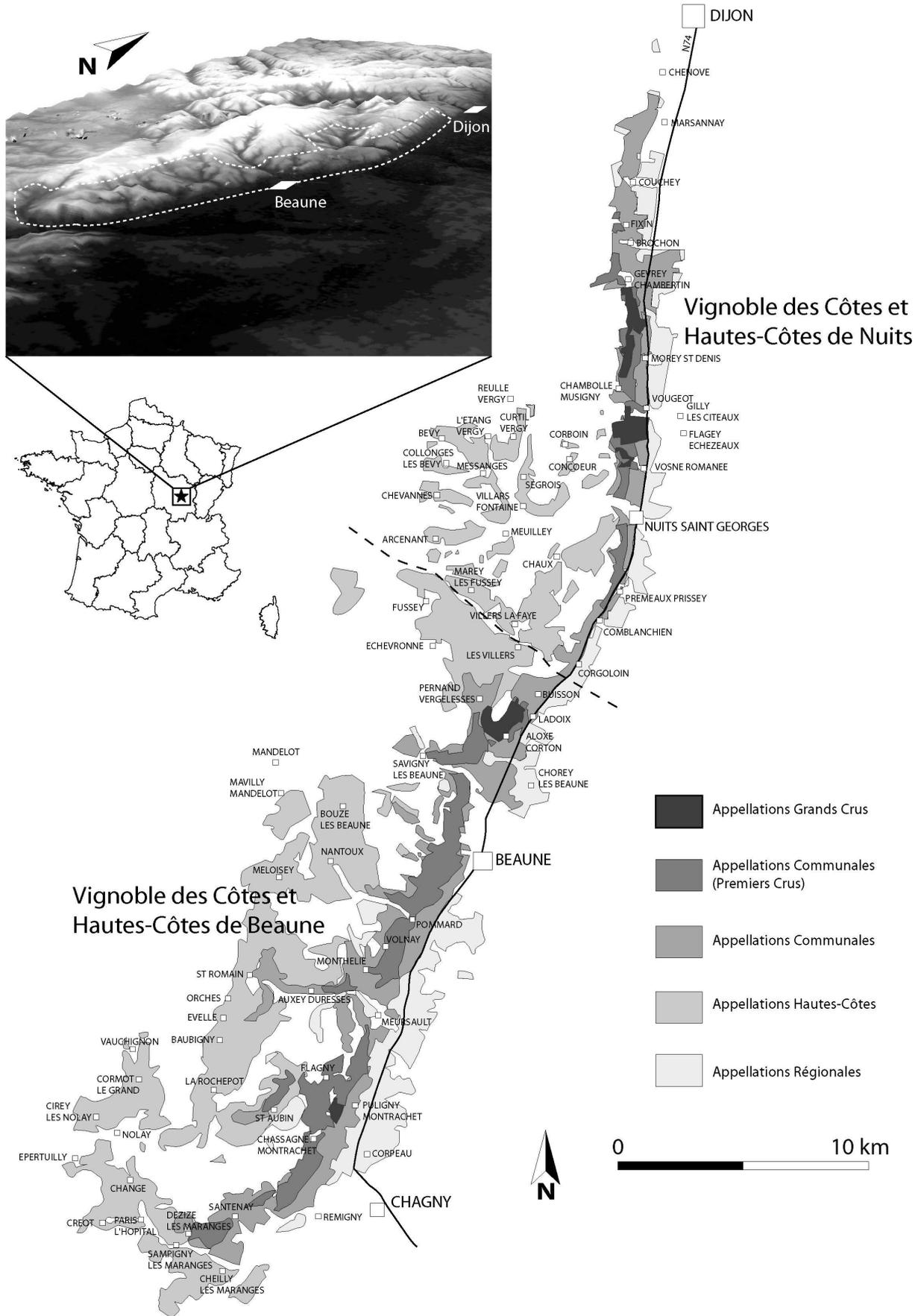


Figure 1.1. Carte du vignoble de la Côte et de ses appellations (source : BIVB), et MNT du département.

Le relief de la Côte fait affleurer sur quelques centaines de mètres d'épaisseur des formations du Lias au Kimméridgien. Les formations de la Côte de Nuits sont à dominante calcaire, mais on trouve des formations marneuses intercalées dans les séries du Jurassique moyen (Figure 1.2). Sur les Hautes Côtes, les formations du Jurassique supérieur ont des épaisseurs beaucoup plus importantes, et les versants sont caractérisés par un contraste fort entre pente marneuse et plateaux sommitaux calcaires. Sur la Côte de Beaune, les formations du Jurassique moyen en affleurement sont à faciès plus marneux, et ces formations composent le substrat des versants sur pentes (Marnes de Pernand à Aloxe-Corton, Marnes de Pommard à Monthélie), tandis que les plateaux sont calcaires (Figure 1.2).

L'altération de ce relief au cours du quaternaire a conduit à la mise en place de séquences colluviales représentées le plus souvent par rendzines communément développés aujourd'hui en des sols bruns calcaires sur les pentes, tandis que les plaines font apparaître des sols plus riches en limons et en argiles (Mériaux et al., 1983). Ces colluvions sont alimentés par la dégradation du substrat sur les versants mais également par des apports en limons rouges des plateaux (Ciry, 1951), et viennent draper les versants jusqu'à la plaine. Localement, des séquences périglaciaires appelées « grèzes litées » flanquent les versants de la Côte de Nuits, et correspondent à des éboulis cryoclastiques de matériaux fins sur pente (Chaline, 1961).

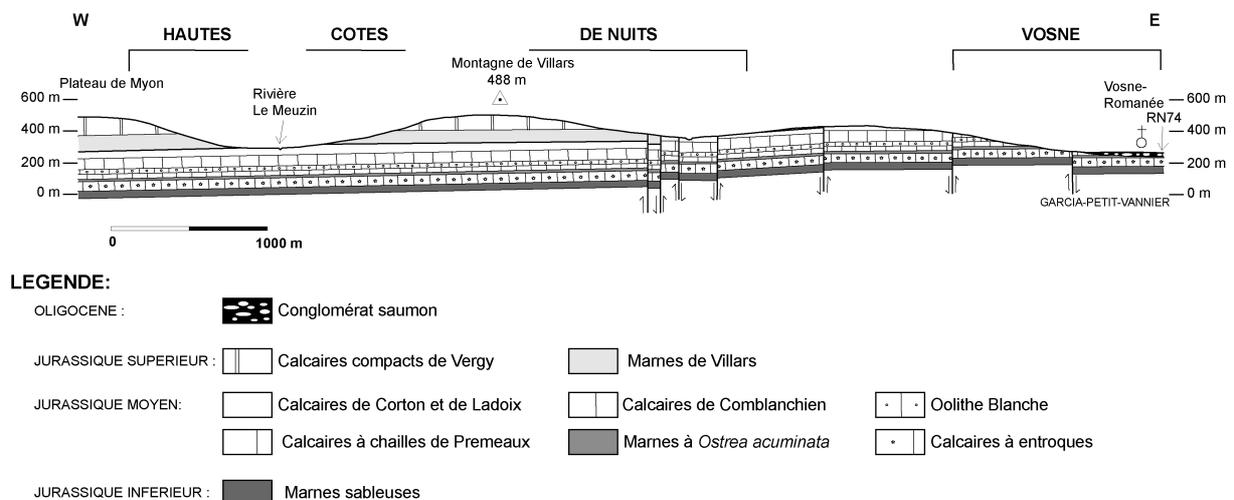


Figure 1.2. Coupe géologique Ouest-Est des Hautes Côtes et Côtes de Nuits (Garcia et al., 2005).

La vigne s'est développée sur les versants de la Côte en profitant de l'exposition de ces formations sur une centaine de mètre de dénivelée. L'altitude moyenne de la plaine au pied de la Côte est à environ 250 m.a.s.l., tandis que les plateaux occidentaux sont situés à l'altitude 350-400 m.a.s.l. ; le point culminant de la Côte est le Mont-Afrique, à 595 m.a.s.l., à proximité de Dijon.

Le vignoble bourguignon représente 1 % de la surface agricole régionale, et se répartit sur plusieurs zones de concentrations (Chablis, Coteaux du Châtillonnais, Côte Chalonnaise, Mâconnais, Côtes et Hautes-Côtes de Nuits, Côtes et Hautes-Côtes de Beaune). En Côte d'Or, la vigne s'étend de Dijon jusqu'à Santenay à la limite du département de la Saône et Loire (Figure 1.1). La Côte de Nuits

s'étend de Dijon à Corgoloin, et la Côte de Beaune, de Ladoix à Santenay. Au nord du département, on trouve également quelques vignobles frontaliers du département de la Champagne. La surface de vigne en Côte d'Or est d'environ 12000 hectares, soit un peu moins de la moitié de la surface viticole de la région.

Trois versants ont été étudiés et sont situés sur les communes de *Vosne-Romanée* (Côtes de Nuits), d'*Aloxe-Corton* (Côtes de Beaune) et de *Monthélie* (Côtes de Beaune). Les sites de Vosne et d'Aloxe sont distants de 13 kilomètres, Aloxe et Monthélie de 11 kilomètres. Les aires étudiées ne correspondent pas à une délimitation communale, ou à une délimitation de bassin versant, mais à des sous bassins versants. Dans chacun des cas, les limites de ces versants correspondent à des lignes de séparation des eaux naturelles (lignes de crêtes) et anthropiques (drains, chemins). Il n'a pas été tenu compte de la dynamique hydrologique de sub-surface dans la délimitation des zones d'étude.

Ces trois versants se veulent représentatifs des conditions naturelles et anthropiques de la Côte.

1.1.2. Contexte géologique des sites étudiés

La géologie du substratum de ces trois versants évolue du Sud vers le Nord de faciès à dominante marneuse vers des faciès à dominante calcaire (Figure 1.3). Le versant viticole de Monthélie étudié est exclusivement marneux (Marnes de Pommard, Oxfordien). Le versant d'Aloxe-Corton présente un contraste fort entre le haut du versant qui repose sur des marnes (Marnes de Pernand) tandis que le bas du versant est à substrat calcaire. A Vosne-Romanée, la formation la plus représentée est la formation des calcaires de Comblanchien (Bathonien supérieur), qui affleure fréquemment sur le terrain. Cette formation constitue le substratum des plateaux, dont la surface karstique favorise les écoulements dans les nappes profondes (Mesnier, 2000). De manière générale, les plateaux sont calcaires sur les trois sites, et la faible épaisseur des sols issus de l'altération des calcaires (Leneuf et Lamouroux, 1974) y empêche la viticulture.

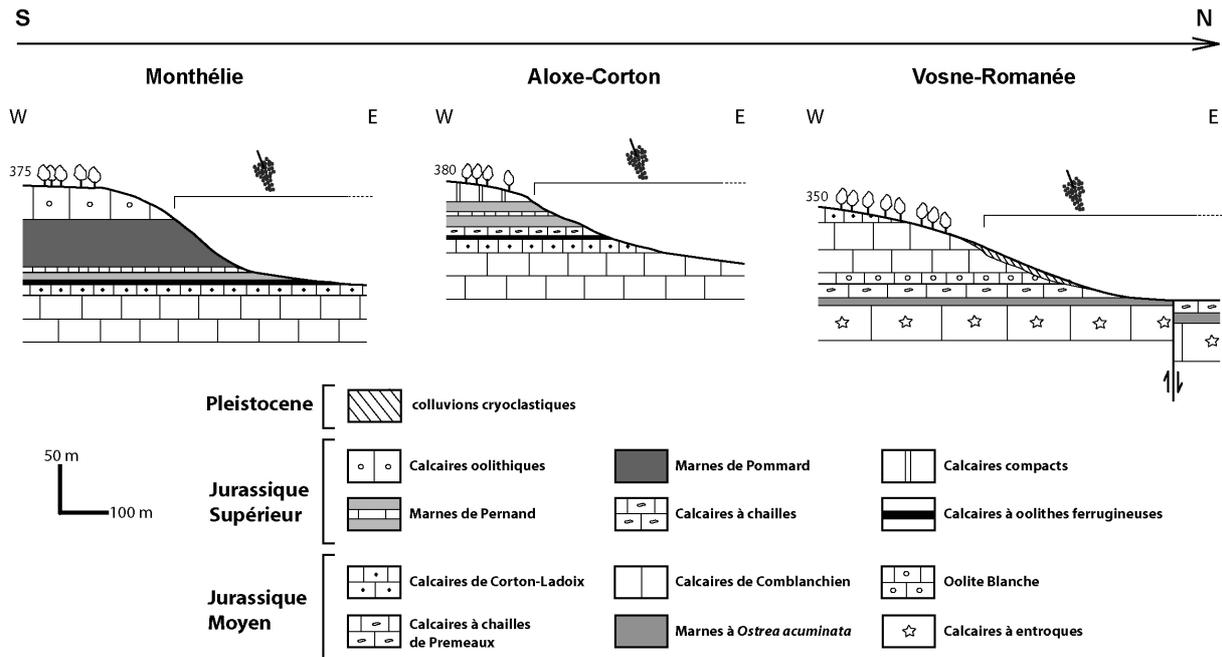


Figure 1.3. Coupes géologiques Ouest-Est des trois versants de l'étude.

Ces trois versants sont nappés par des formations superficielles qui sont alimentées par des matériaux issus de l'altération du substrat, mais également par l'apport de sédiments en provenance des formations de plateaux.

A Vosne-Romanée, les hauts de versants sont constitués de sols¹ caillouteux à matrice limono-argileuse sur le toit du Comblanchien. Ces sols sont pauvres, peu épais et généralement occupés par des friches ou des pelouses. A mi-coteau, les grèzes litées recouvrent les pentes sur des épaisseurs pouvant atteindre plusieurs mètres. Ces grèzes, témoins de l'action des cycles de gel/dégel durant le Pléistocène (Joly, 1968), sont essentiellement composées de clastes de calcaires de Comblanchien. Elles se développent jusqu'à mi-coteau, et leur répartition sur le versant se superpose au Comblanchien. En pied de versant, les sols sont plus argileux (calcosols), et alimentés par le remaniement des grèzes en amont par le ruissellement, mais également par l'altération des calcaires oolithiques et à chailles (Figure 1.3) sous-jacents. Les sols de plaine sont très argileux (calcosols), et contiennent des lithoclastes calcaires issus des formations de versant. Ils recouvrent les formations des marnes à *Ostrea acuminata* et des calcaires oligocènes.

A Aloxe-Corton, les hauts de versant sont constitués par les calcaires compacts. Ces plateaux sont aujourd'hui boisés, et recouverts par des sols bruns calciques de faible épaisseur. Le versant

¹ Dans cette étude, le terme « sol » n'est pas employé dans son sens pédologique. Les formations superficielles sur pente sont généralement dépourvues des marqueurs pédogénétiques (ségrégation en horizons), ce qui présume *a priori* de l'intensité des remaniements anthropiques et naturels des couvertures meubles des versants viticoles étudiés.

étudié est constitué d'un substratum marneux (Marnes de Pernand, Oxfordien) recouverts de sols bruns calcaires (rendzines). En bas de versant, le substratum est calcaire (Bathonien-Callovien). Ces colluvions, dont l'épaisseur avoisine à peine 1 mètre d'épaisseur, se développent sur l'ensemble du versant étudié et recouvrent indifféremment les formations calcaires et marneuses. Localement, l'érosion révèle la très faible épaisseur de ces colluvions.

À Monthélie, les versants font affleurer une puissante série marneuse oxfordienne d'une épaisseur de 80 mètres, et il y est même possible d'observer des phénomènes de badlands. Les plateaux sont composés de calcaires de Nantoux, aujourd'hui en pelouses ou recouverts de sols forestiers (Pin noir). Ces calcaires affleurent sur les falaises qui surplombent les versants viticoles de Monthélie (Figure 1.3). De manière générale, les versants de Monthélie sont dépourvus de murs et de murgers² parce que les sols n'ont pas nécessité d'épierrement pour la viticulture. Les seuls murgers identifiés comme tels sont visibles sur les rebords de plateaux et indiquent la présence de calcaires à proximité. Les sols blanchâtres développés sur ces marnes sont homogènes, et résultent d'un mélange de marnes issus de l'altération du substrat et de l'apport de cailloutis calcaires en provenance des éboulis localisés sous les falaises. Ces éboulis, qui se sont mis en place au pied des falaises des calcaires de Nantoux, peuvent être observés à différents points du bassin versant (Figure 1.4). Ils correspondent d'une part à l'altération des calcaires par cryoclastie et par fissuration lors des régimes périglaciaires du Pléistocène, mais ont été également mis en place le long de surfaces de glissement où des blocs calcaires se détachent des falaises.

La Figure 1.4 présente une coupe longitudinale réalisée le long d'un affleurement dégagé par des travaux viticoles sur une centaine de mètres de longueur. Cette coupe représente une paléo-séquence de base de corniche (Joly, 1968). Les blocs calcaires glissent le long du contact calcaires/marnes, et les espaces créés par cette extension sont comblés par des séquences basales caillouteuses à matrice limoneuse, tandis que la partie sommitale de ces remplissages est constituée des unités de plaquettes calcaires dépourvues de matrice, et qui marquent la présence de cellules de cryoturbation. Ces éboulis, autrefois stabilisés par la végétation, sont aujourd'hui en position affleurante le long des contours des vignes. Les cailloutis qui les composent se retrouvent déstabilisés et alimentent les sols des parcelles qui sont situées en aval.

Enfin, dans la plaine, les sols s'enrichissent en argiles et en matière organique.

² Les murets et les murgers (ou « meurgers ») résultent de l'épierrement au cours des siècles des parcelles qu'ils entourent. Ils constituent des indicateurs pertinents de la géologie du substratum (Bour et al., 2003).

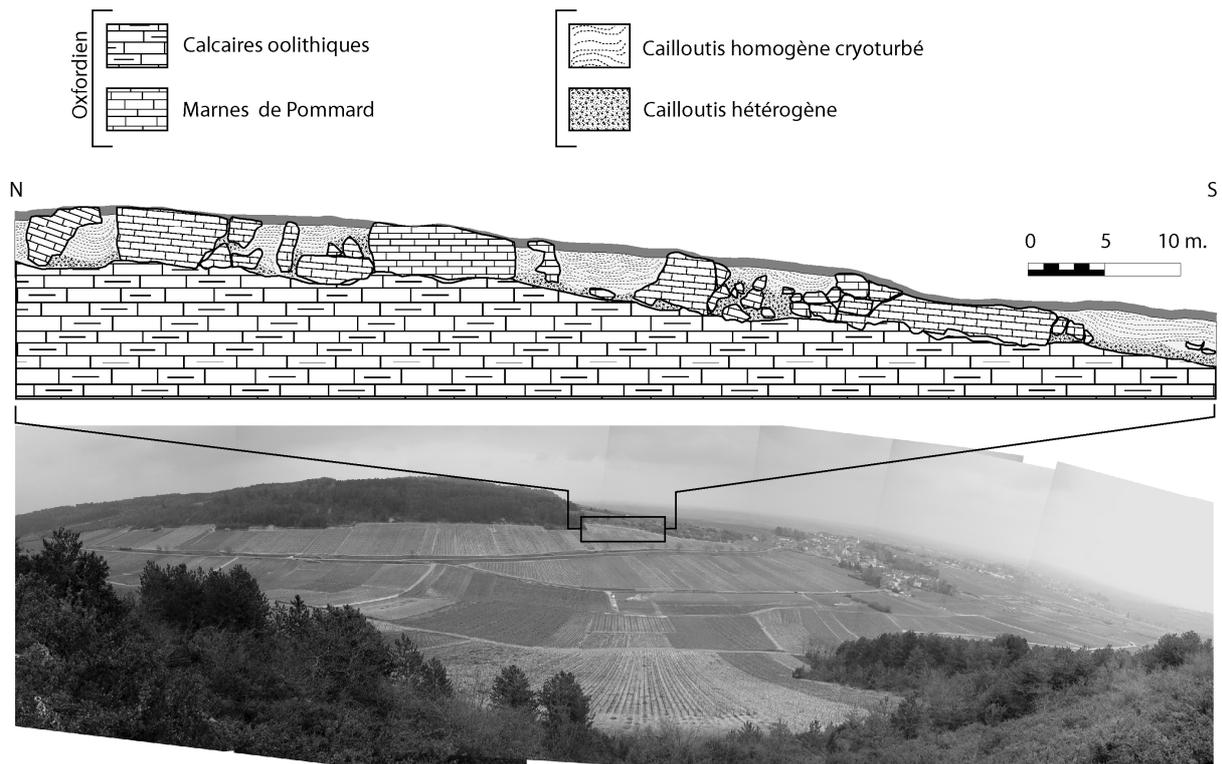


Figure 1.4. Vue panoramique du bassin versant de Monthélie en direction de l'Est. La Combe Danay se développe sur les marnes oxfordiennes, tandis que les plateaux impropres à la viticulture sont boisés de pins noirs. La coupe de versant proposée se situe au contact des marnes et des calcaires, qui marque la limite supérieure de l'extension des vignes.

1.1.3. Le climat de la Côte

La Côte viticole se situe géographiquement entre plusieurs zones d'influences (Chabin et al., 1984 ; Météofrance, 1994) : son climat correspond à un climat océanique altéré par des influences continentales de l'Europe centrale, et légèrement influencé par une tendance méditerranéenne en provenance de l'axe rhodanien. De manière générale, ce climat se traduit par plus d'un jour sur deux secs, par des hivers longs et froids, et par des étés chauds auxquels sont associés un grand nombre de jours orageux. La côte viticole profite d'une très bonne exposition au soleil, sa topographie l'abrite des pluies océaniques d'ouest (effet de foehn) et des risques de gelées de printemps.

La pluviométrie annuelle de la Côte est comprise entre 700 et 900 mm/an, les plateaux sont de manière générale plus humides (1000 mm). L'hiver est la saison la moins arrosée, suivi de l'été, tandis que le printemps et l'automne sont équivalents en pluviométrie. En Juillet et en Août, il y a de 20 à 23 jours secs. A l'échelle de la Côte, on peut distinguer deux zones climatiques qui respectent les orientations du relief de la Côte. Ainsi, Aloxe-Corton est climatiquement plus proche de La Rochepot que de Vosne-Romanée. Cette tendance s'affirme surtout pour les périodes estivales (cf. **Annexe 4**). Il pleut en moyenne un peu plus à Vosne-Romanée, de l'ordre de quelques millimètres par mois.

D'un point de vue journalier, les événements qui dépassent quotidiennement 50 mm se déroulent 1 fois tous les 5 ans. Vosne-Romanée constitue un pôle de récurrence beaucoup plus important, mais la présence d'une station météo sur cette commune peut influencer cette tendance. Quelques événements particuliers au cours des 50 dernières années peuvent être reconnus comme les records absolus de pluviométrie sur la Côte : ainsi le 30/09/1965, il est tombé 104.6 mm à Dijon-Longvic, 111.5 mm à Vosne-Romanée, et 95 mm à Aloxe-Corton. Le record absolu de la pluviométrie a été atteint le 09/08/1975, avec 117.3 mm enregistré à La Rochepot.

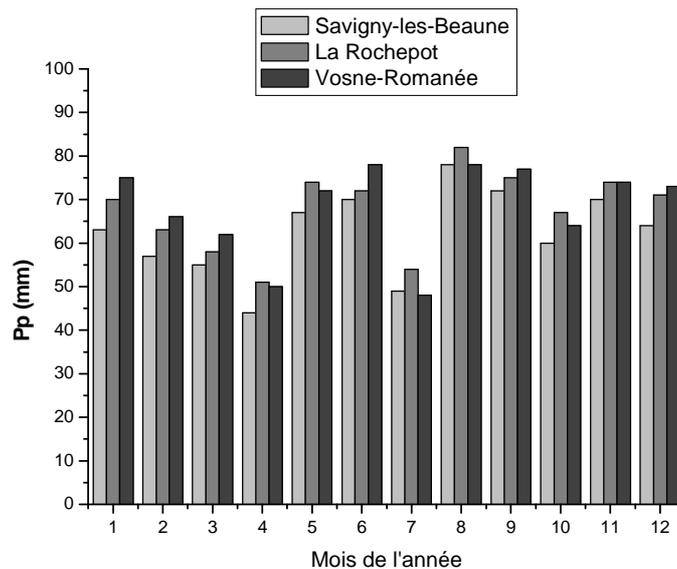


Figure 1.5 Moyenne des Pp mensuelles pour la période 1951-1980 sur les stations pluviométriques de Savigny-les-Beaune, de La Rochepot et de Vosne-Romanée.

Si les pluviométries mensuelles sont relativement similaires à l'échelle de la Côte, l'analyse de la distribution des événements pluvieux au cours de l'année montre que ces événements ne sont pas simultanés, et essentiellement pendant les mois de Mai à Août lorsque la probabilité des orages est plus forte : ces orages sont souvent localisés.

Au cours de l'année, 95% des événements pluvieux sont inférieurs à 20 mm, et seules 1% des pluies sont supérieures à 30 mm. Du point de vue intensité, seules 5% des pluies ont des intensités supérieures à 20 mm/h, tandis que 90% des pluies ont une intensité inférieure à 10 mm/h.

1.1.4. Développement des paysages viticoles

Les premières plantations de vignes identifiées sur la Côte sont apparues au Moyen Âge (cf. **Annexe 1**). L'implantation d'établissements religieux, cisterciens et bénédictins, à proximité de la Côte a été déterminante dans la constitution des premiers vignobles, et ce dès le 12ème siècle (Dion,

1959 ; Lebeau, 1986). Certains de ces vignobles ont persisté jusqu'à aujourd'hui, et constituent des vignobles parfois très réputés (Clos Vougeot, Romanée St-Vivant par exemples). En s'attachant à améliorer la qualité des vins, les moines ont considérablement perfectionné les méthodes de viticulture et de vinification. La notion même de climat, envisagée par les agronomes latins (Pline, *De Rustica*, Livre XVII, in Gauthier et Joly, 2003) était déjà bien développée par les agronomes religieux. Les vignobles appartenaient également à l'aristocratie locale, et les échanges de terre entre les communautés religieuses et la noblesse étaient fréquents (Dion, 1959 ; Lebeau, 1986 ; Lachiver, 1988).

L'extension du Duché de Bourgogne dès le XIV^{ème} siècle a permis de développer la réputation du vignoble bourguignon à travers l'Europe, mais également de contrôler la production viticole sur la Côte. Jusqu'au 19^{ème} siècle, l'essor du pouvoir marchand a permis de commercialiser et de diffuser les vins de la Côte à plus grande échelle. Entre-temps, la Révolution française a provoqué la confiscation des biens des communautés religieuses par l'état, et le vignoble se morcelle entre les nouveaux propriétaires. Les règles de succession définies par le code napoléonien contribuent au morcellement des appellations puisque les héritiers doivent se partager les terrains. A titre d'exemple, le Clos Vougeot regroupe aujourd'hui plus de 80 propriétaires pour une surface de 50 hectares. Depuis la création de l'INAO en 1935, et suite à d'autres décrets qui cherchaient à réglementer les modes de productions du vin, toute surface viticole est soumise à des conditions d'exploitation et de production spécifique définies par les AOC.

Avant la crise du Phylloxera, il y avait en Bourgogne environ 30 000 hectares en vigne (Legouy, 2002). Après le passage de nombreuses maladies dans les vignobles français au cours du 19^{ème} siècle (l'oïdium vers 1850, le mildiou vers 1880), la fin du siècle a été marquée par le passage du Phylloxera. Cet insecte parasite de la vigne, auparavant confiné au continent américain, arrive en Europe par voie maritime et se propage rapidement à tout son vignoble. Il est découvert officiellement dans les vignes de la Côte en 1878. Les autorités réagissent assez rapidement en créant de nombreux postes et comités de vigilance, mais les traitements sont ralentis voire empêchés par des vignerons qui refusent d'admettre l'urgence de la situation (coût élevé du traitement, et mauvaise interprétation des causes de la situation, par exemple manque de soins et de labours). A partir de cette date, le phylloxéra s'étend rapidement à l'ensemble du vignoble de la Côte d'Or : pratiquement toutes les communes de la Côte sont contaminées au 1^{er} juillet 1885. Les vignerons les plus fortunés continuent de traiter leurs ceps aux produits sulfurés mais pour les petits propriétaires, seuls les plants américains peuvent les sauver. A partir de 1887, le greffage des espèces françaises sur des porte-greffes américains se généralise. Ces porte-greffes sont issus de la culture d'une espèce sauvage de la vigne résistante au parasite, découverte à la même époque aux Etats-Unis. Les méthodes de provignage, de bouturage et de marcottage sont peu à peu abandonnées (Figure 1.6). Sur la Côte, le vignoble est reconstitué dès 1900 (Legouy, 2002).

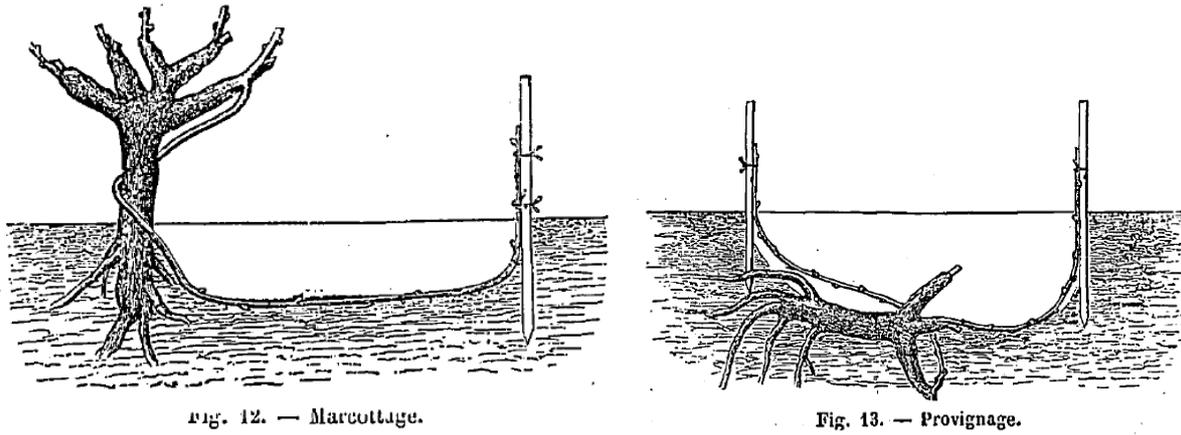


Figure 1.6. Régénérescence de la vigne par enfouissement des sarments (In : Schlœsing, 1899).

Le 20^{ème} siècle a vu se mettre en place le vignoble tel que nous le connaissons dans le paysage actuel, en héritant à la fois de sa structure médiévale et des remaniements liés aux phases contemporaines et modernes. Au début du siècle, le paysage est encore marqué par une diversité de culture (vignes, vergers, prés) et les sols sont travaillés manuellement (Figure 1.7). La plupart des vignes sont encore structurées en échelas. L'introduction de nouvelles technologies dans l'agriculture modifie les méthodes culturales et les structures paysagères. L'alignement des rangs débuté vers 1850 se généralise avec l'introduction du cheval puis des premières machines agricoles.



Figure 1.7 Paysage viticole au début du XX^{ème} siècle, Nuits-St-Georges (carte postale, probablement vers 1920). Les ouvriers sont en train de procéder au « défonçage » de la vigne, c'est-à-dire au labour manuel avant la plantation. A noter la présence de nombreux arbres dans les vignes encore en échelas (sur pieux), et l'absence de forêts sur les hauts de versants.

Le perfectionnement technique des machines mais aussi l'augmentation de leur puissance conduit à une homogénéisation du paysage par destruction des murgers, des arbres et des haies dans les vignes suite à l'apparition des enjambeurs au cours des années 60. Durant cette période, la vigne

conquiert de nombreux hauts de versants suite à des déboisements et des aménagements profonds des terrains pour leur mise en vigne. A Vosne-Romanée, une bande de 100 à 150 mètres de vignes a été plantée sur le haut du coteau. A Monthélie, des pans entiers de versants ont été défrichés durant ces décennies.

Au cours des années 1980 et 1990, la trop forte utilisation des produits phytosanitaires, la contamination des nappes phréatiques, la détérioration des sols par une mécanisation intense (Landry et al., 2006), et le besoin d'une meilleure gestion des versants ont conduit le monde viticole à modifier ses pratiques culturales. De nombreux versants ont, au cours de cette période, fait l'objet d'aménagement pour diminuer les risques de coulées de boues, et de nombreux viticulteurs ont adapté leur conduite de la vigne en fonction de la configuration de leur parcelle (mais aussi en fonction de leurs convictions et de leurs moyens), notamment par une réduction des doses de produits phytosanitaires et par une modification des pratiques de travail du sol (enherbement etc.).

Aujourd'hui, le vignoble de la Côte de Nuits sur 20 kilomètres et représente près de 3.000 hectares. Le vignoble de la Côte de Beaune s'étend sur environ 20 kilomètres et couvre environ 5.000 hectares. Environ 2/3 de cette surface produit des appellations régionales, tandis que les Grands Crus représentent 10% en Côtes de Nuits, et 5% en Côtes de Beaune. Les cépages utilisés sont essentiellement le Pinot Noir et le Gamay pour les vins rouges tandis que le Chardonnay et l'Aligoté sont utilisés pour les vins blancs. Le vin rouge est majoritaire (respectivement 92 et 60% pour les Côtes de Nuits et celles de Beaune). Tous les Grands Crus blancs de Bourgogne sont produits sur la Côte de Beaune, à l'exception du Corton. La viticulture de la Côte représente aujourd'hui 1400 exploitations, dont 200 possèdent 40% des Appellations d'Origine (Demossier, 1999).

Le vignoble de Vosne-Romanée.

Le versant étudié est localisé dans la partie Est de la Commune de Vosne-Romanée, et couvre une surface de 25 hectares. Il est divisé en 9 climats, dont 4 en Grands-Crus (La Romanée, La Romanée-Conti, Les Richebourgs et Les Verroilles), 3 en Premiers Crus (Les Reignots, Les Petits Monts, et le Cros Parantoux), et 2 en Appellations Communales (Les Barreaux et les Champs Perdrix). Une ancienne carrière est localisée autour du Cros Parantoux. De nombreux murgers ont été érigés sur le versant, et tous sont localisés sur le Comblanchien. Les limites du versant étudié correspondent à des chemins.

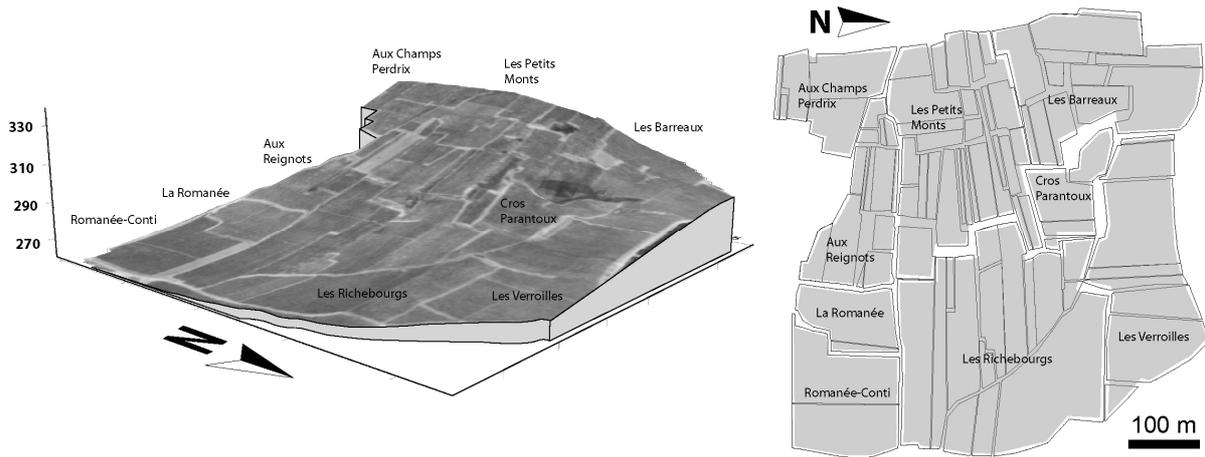


Figure 1.8. Vue du versant étudié à Vosne-Romanée, avec indications des appellations et parcellaire.

Les premiers vignobles identifiés à Vosne-Romanée apparaissent dès le 13^{ème} siècle, mais on signale déjà de la vigne sur la commune au 7^{ème} siècle (Morelot, 1831). En 1232, les moines du monastère de St-Vivant, fondé en 890 à Vergy sur les Hautes Côtes, acquièrent une parcelle de Vosne, la « Romanée Saint-Vivant ». Plusieurs documents attestent de l'extension du vignoble à Vosne après cette date (Bazin, 1994). Jusqu'en 1789, le vignoble et le parcellaire de Vosne se structure essentiellement par les échanges, ventes et donations de terres entre l'aristocratie et les religieux, tandis que la réputation de son vin grandit.

Le versant étudié est marqué par la présence de grandes parcelles dans la partie avale, tandis que le haut de versant est occupé par des parcelles de plus petite dimension. Cette différence correspond à la répartition des Appellations, où les plus grandes parcelles sont situées en AOC grands crus, les parcelles de dimensions moyennes en AOC communales, et les plus petites parcelles en AOC premier cru. Les pratiques culturales à Vosne-Romanée sont dominées par le buttage/débuttage en plaine et l'enherbement, tandis que les versants présentent des parcelles qui sont soit griffées et désherbées, soit enherbées, soit désherbées chimiquement (à l'hélicoptère). La variabilité de ces pratiques dans le temps est considérable. A titre d'exemple, certaines parcelles désherbées en hiver 2003 sont en hiver 2007 naturellement enherbées, parce que les griffages ont été limités par l'été pluvieux 2006 (des sols humides ne doivent pas être travaillés lors des périodes de croissance du raisin). De manière générale, les pratiques culturales sont très diversifiées sur ce versant.

Le vignoble d'Aloxe-Corton.

La zone étudiée sur la Butte de Corton est à cheval sur les communes d'Aloxe-Corton et sur Pernand-Vergelesses, et couvre une vingtaine d'hectares. Cette zone est exclusivement en appellation Grand Cru Charlemagne, et produits des vins blancs « Le Charlemagne » et « En Charlemagne ». Le bois qui couvre le sommet de la butte est localisé sur la commune de Pernand (Figure 1.9).

L'origine du vignoble aloxois remonterait au 8^{ème} siècle. Il se serait d'abord développé autour d'un ensemble de parcelles appartenant à l'empereur Charlemagne (Chapuis, 1988). Au 12^{ème} siècle, les moines cisterciens possédaient des vignes et un cellier au village, et certaines parcelles étaient rattachées au diocèse d'Autun (« Clos du Chapitre »).

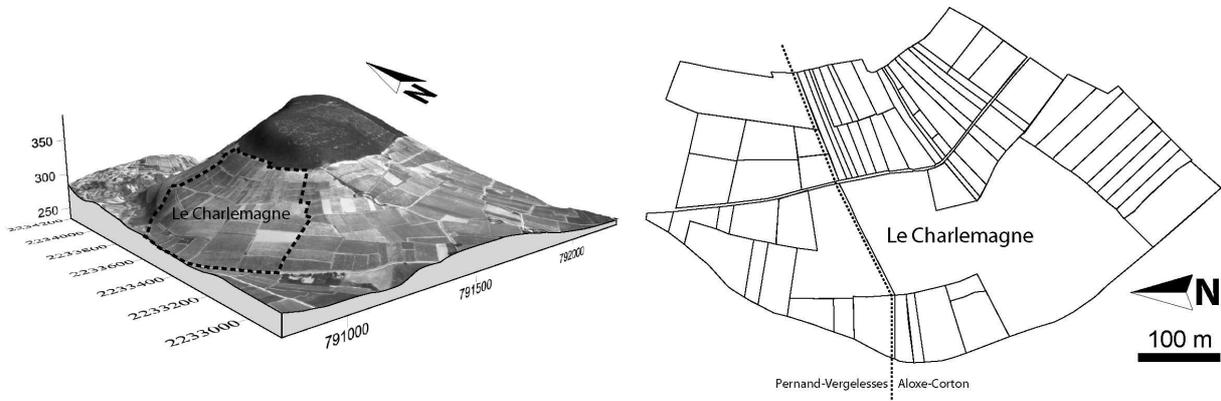


Figure 1.9. Vue de la Butte de Corton et du parcellaire dans le secteur étudié.

Actuellement, le vignoble d'Aloxe-Corton se répartit en une cinquantaine d'hectares en Grands Crus (Corton-Charlemagne), une centaine d'hectares en Premiers Crus (dont 70 en Appellation Corton), et 90 hectares en Appellations Aloxe-Corton, dont l'essentiel se trouve en domaine de plaine. Le parcellaire du versant étudié est influencé par le nombre de propriétaires qui se partagent l'Appellation Charlemagne (vins blancs). La partie Est de la zone étudiée présente un grand nombre de propriétaires, ce qui explique le morcellement du vignoble, tandis que la partie Ouest est quasiment en situation de monopole. Les parcelles de la partie Sud de la zone étudiée, qui montre une plus grande densité de propriétaires, sont généralement équipées de murets, tandis que ceux-ci sont absents de la zone Nord. Les limites de la zone étudiée sont limitées par des chemins et des routes. Les parcelles étudiées sont désherbées chimiquement et/ou mécaniquement, mais aucune n'est enherbée.

Le vignoble de Monthélie.

Monthélie fait partie de la série des derniers villages de la Côte de Beaune avant les Hautes Côtes de Beaune sur la route de Nolay. Les versants étudiés se situent dans deux vallées, la principale étant la Combe Danay, et une partie de la vallée des Hauts-Brins (Figure 1.10). Toutes les parcelles étudiées se situent en AOC communales, à l'exception des parcelles « Les Riottes », situées en AOC premier cru.

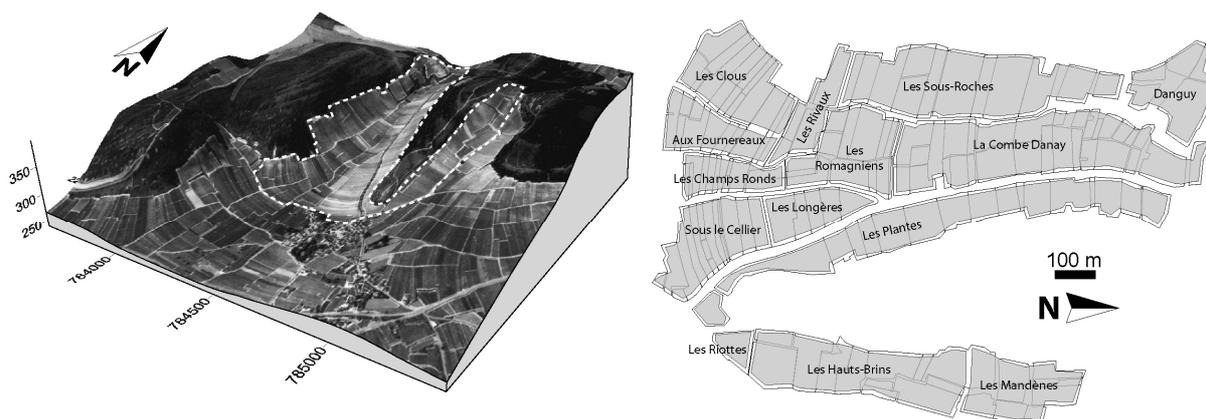


Figure 1.10. Vue de la commune de Monthélie et de la zone d'étude avec son parcellaire et les lieux-dits.

Le village de Monthélie est propriété des Ducs de Bourgogne dès le IX^{ème} siècle. La présence de la vigne sur cette commune est attestée dès le XI^{ème} siècle, et les moines de Cluny possédaient une résidence dans le village (Morelot, 1831 ; Barastier, 1982). Un vignoble monthélien est signalé dans la Combe Danay, « En la Combe de Ney », en 1292 (Bourély, 1998). L'établissement de la carte de Cassini (Figure 1.11) à la fin du 18^{ème} siècle montre que le vignoble sur la commune était surtout établi dans les domaines de plaine. Suite à la Révolution, le vignoble conquiert d'une part de nouveaux espaces dans la plaine en direction d'Auxey-Duresses et d'autres parts sur les domaines de versants et de plateaux.

En 1860, la surface en vigne à Monthélie est de 96 hectares, et se reconstitue assez rapidement après les crises du Phylloxera. Durant la première guerre mondiale, le vignoble de Monthélie disparaît presque totalement. C'est durant cette période que le paysage de Monthélie présente de nombreuses parcelles en friche, en verger ou bien encore en pâtures. Son vignoble avait alors une réputation très limitée, offrant essentiellement du BGO en associant Gamay et Pinot. Ce paysage existera jusque dans les années 60. Dans les années 70, c'est une période de reconquête et de replantation (ou de première plantation) des coteaux marneux avec une très forte extension du vignoble (près de 40% depuis 1968), et une homogénéisation du paysage en monoculture (Figure 1.12). De nombreux travaux sont réalisés pour pouvoir replanter sur des espaces en friche ou abandonnés depuis la guerre 14-18. Après la seconde guerre mondiale, les voiries et les versants sont réaménagés pour permettre le passage des engins viticoles, et pour limiter les phénomènes de coulées de boues dans le bas du village. Ces aménagements sont notamment illustrés par la construction de drains et de bassins de rétention et décantation à l'exutoire des principaux sous bassin-versants de la commune.

Le développement des appellations de Monthélie se fait essentiellement durant la seconde moitié du XX^{ème} siècle, après la création de l'Appellation village Monthélie en rouge (Pinot Noir) et en blanc (Gamay et Chardonnay) en 1937. Aujourd'hui, la surface des premiers crus est de 31 hectares, celle des Appellations Monthélie est de 110 hectares, et une cinquantaine d'hectares produisent du BGO et du Bourgogne.



Figure 1.11. A : Extrait de la carte de Cassini (établie entre 1760 et 1789) de la feuille n°84 (Archives BNF). B : schématisation de la carte avec en gris les principaux reliefs, et en vert l'occupation des sols par les vignes. C : Extrait de la même zone (carte au 1/25000^e Beaune 3024 Ouest, IGN). D : schématisation de la carte C avec report des mêmes objets figurés sur la carte de Cassini. A noter la déformation de la carte de Cassini, visible dans l'orientation de la Combe Danay.

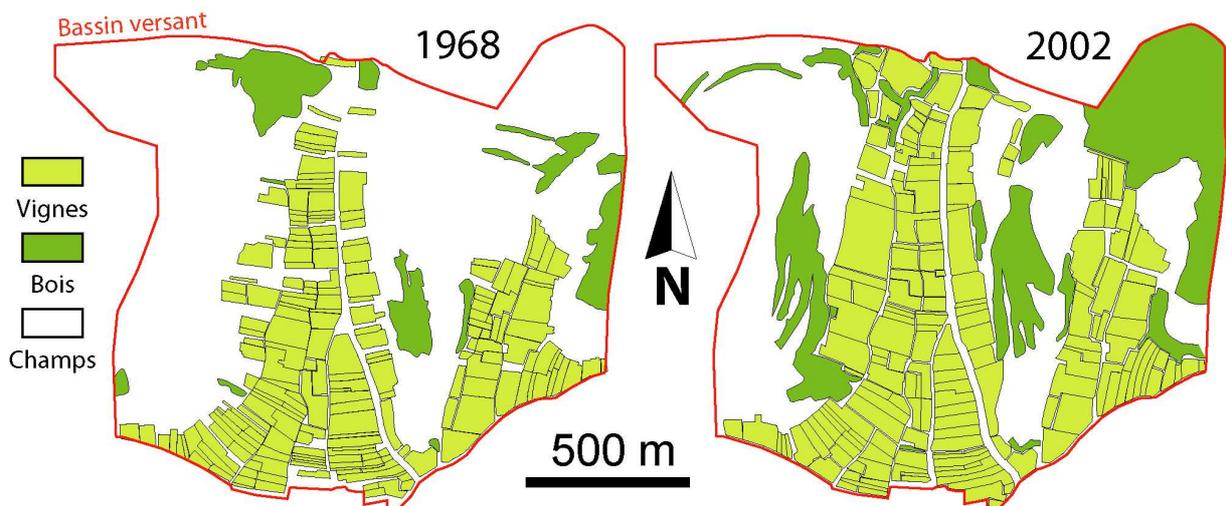


Figure 1.12. Evolution du parcellaire viticole à Montehélie sur la période 1968-2002 (photo-interprétation).

Les pratiques culturales à Montehélie se répartissent essentiellement en fonction de la topographie. Les parcelles de plaines sont enherbées, ou butées/débutées, tandis que les parcelles sur

penne sont désherbées chimiquement et mécaniquement. Les versants de Monthélie se distinguent des deux autres versants étudiés par une forte homogénéité des pratiques culturales.

1.2. Caractérisation de l'anthropisation des versants.

Le paysage actuel des vignobles résulte à la fois d'une phase de reconquête des versants, et de l'introduction de la mécanisation dans les pratiques culturales. Cette phase, qui a débuté après la seconde guerre mondiale, a conduit à l'homogénéisation des paysages viticoles et à la généralisation de la culture en rang de vigne. Dans l'objectif d'étudier la dynamique de l'érosion dans ce système, la dynamique anthropique du paysage viticole est décrite via la description de l'architecture des versants et des rangs de vigne.

1.2.1. Architecture des versants et des parcelles

Orientation des rangs

Les rangs de vignes sur la Côte sont le plus souvent orientés dans le sens de la pente. Cette disposition est en réalité la conséquence des réglementations de l'INAO qui impose une densité de cepes de 10 000 pieds à l'hectare. De fait, les enjambeurs conçus pour enjamber des rangs espacés d'un mètre ne pourraient circuler perpendiculairement à la pente, au risque de basculer. Ainsi, une orientation différente de celle de la plus grande pente se rencontre paradoxalement sur les versants de faible pente. Récemment, Vosne Romanée a fait une demande à l'INAO pour permettre d'installer les rangs perpendiculaires à la pente, comme cela est fait dans les Hautes Côtes, avec des espacements interrangs de 2 à 2.5 m. Mais la tendance actuelle est plutôt au resserrement des règles de viticulture et viniculture, notamment pour se différencier avec les autres vignobles.

Géométrie et disposition des parcelles sur les versants

Les conséquences de l'orientation des rangs dans le sens de la pente sur l'architecture des parcelles se traduisent par l'allongement des parcelles dans le sens de la pente. Les aires de retournement pour les enjambeurs en bas et en haut des parcelles correspondent à des plates formes qui le plus souvent fonctionnent comme des retenues pour les eaux de ruissellement.

Limites inter-parcellaires

La typologie des types des délimitations du parcellaire dépend le plus souvent de la nature lithologique des terrains. Ainsi, sur les terrains calcaires, les murs peuvent être érigés avec les matériaux locaux (bas de versant à Vosne-Romanée et versant d'Aloxe-Corton). Sur les versants marneux ou dépourvus de matériaux de construction à l'affleurement (versants de Monthélie et haut de versant de Vosne), les murets sont inexistantes ou bien construits en matériaux allochtones. On y trouve alors plus fréquemment des élévations en terre, en brique ou en bois. Les limites des parcelles constituent le réseau de drainage des eaux de ruissellement à l'échelle du versant, et la règle veut que

le viticulteur soit propriétaire du bord supérieur mais non du bord inférieur, ce qui lui laisse le droit de se protéger des flux amont, mais le devenir des flux sortants n'est pas réglementé. De nombreuses parcelles sont entourées de bandes enherbées, pratique qui tend à se généraliser. Par ailleurs, l'entretien des délimitations privées dépendent aussi de la bonne entente entre les différents propriétaires.

1.2.2. Pratiques culturales

Engins mécaniques.

La plupart des travaux dans la vigne s'effectuent actuellement avec des enjambeurs. L'invention des enjambeurs dans les années 60 et leur perfectionnement durant les décennies suivantes ont permis de l'utiliser pour la plupart des interventions de la vigne (travail du sol, entretien de la vigne, traitements chimiques, voire vendange). La plupart de ces enjambeurs sont des mono-rangs à quatre roues espacées de 1 à 1.1 mètre (il existe des enjambeurs double-rangs). Le poids de ces engins est de 1 t à 1,5 tonne, et d'environ 2 à 3 tonnes avec l'outillage monté. Le coût onéreux de ces engins fait que les viticulteurs doivent l'utiliser pour tout type d'intervention en y adaptant l'outillage.

Travail du sol.

Les différentes interventions liées à l'entretien de la vigne et de son sol font que les enjambeurs passent jusqu'à 15 à 20 fois par an dans les vignes (Lagacherie et al., 2006). Certains rangs font l'objet de passages plus fréquents (rangs de traitement). Le travail du sol *s.s.* correspond au griffage ou labour du sol deux à trois fois par an, le griffage correspondant au labour des 5 premiers centimètres du sol, le labour traditionnel correspondant au buttage de la terre sur les cep (création d'un sillon) généralement réservé aux parcelles en plaine. L'entretien de la vigne et des sols exige des interventions tout au long de l'année (Tableau 1-1).

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
		--Débourrement--		--floraison--	--nouaison--		---véraison---	---maturation---			
-----	Taille-----				---Taille verte---	---Rognage---	---Vendanges---				-Taille-
		----Griffage ----		----Griffage----			----Griffage----				
		---Débuttage---						---Buttage---			

Tableau 1-1. Calendrier type des stades de la vigne et des travaux viticoles (source : BIVB), avec de haut en bas les stades de la vigne, les opérations sur la vigne, les opérations sur le sol, et les labours. Le débournement correspond au bourgeonnement, la nouaison et la véraison au développement du fruit.

Le premier griffage s'effectue au printemps, et le second juste avant la période hivernale. Ces griffages permettent de détruire la végétation (pour limiter la concurrence entre l'herbe et le cep) mais également d'aérer la terre en détruisant la couche de sol tassée par le passage des enjambeurs. Ces

opérations ameublissent la couche superficielle des terrains, mais sont à l'origine de l'enfouissement d'une semelle de labour à quelques centimètres de profondeur (e.g. Schaller et Emde, 2000; Van Dijck and Van Asch, 2002; Laguacherie et al., 2006). Certains viticulteurs griffent les sols pendant la période de maturation du raisin en été (élimination des herbacées).

Aménagements particuliers contre le ruissellement.

Diverses conduites de la vigne sont expérimentées ou appliquées par les viticulteurs pour limiter le ruissellement dans les interrangs de vigne (CERB, 1988). Le plus souvent, les interrangs sont enherbés, soit sur toute la largeur des rangs, soit en bande de 50 cm de large au niveau des traces de passages de enjambeurs (Gril, 1986 ; 2002; Schaller and Emde, 2000). Cette pratique est de manière générale réservée – paradoxalement – aux parcelles où les viticulteurs estiment que la réserve hydrique est suffisamment importante pour ne pas engendrer de concurrence entre l'herbe et la vigne, c'est-à-dire dans les domaines de plaine. D'autres parts, les pratiques d'enherbement nécessitent un entretien et une surcharge de travail supplémentaire pour les viticulteurs (tonte, etc.). D'autres méthodes existent comme le broyage des sarments de vigne, le mulching (efficace mais onéreux). Michel Gros, président du SV de Vosne-Romanée, estime à ce sujet qu'il n'existe pas de solutions miraculeuses, mais qu'il faut au contraire adapter les méthodes en fonction de chaque parcelle. Cela requiert une main d'œuvre et une quantité de travail supplémentaire que beaucoup de viticulteurs ne peuvent pas fournir.

Remontées de terres

Pour compenser l'érosion, ou pour reconstituer un sol appauvri par le ruissellement, ou simplement pour entretenir un stock de matière nécessaire à la viticulture, les remontées de terre sont effectuées sur les versants de Côte d'Or. Pratique ancienne (cf. **Annexe 2**), les volumes transportés depuis les bas de versants vers les parcelles de coteau sont difficilement quantifiables, parce que cette pratique est sporadique dans le temps et dans l'espace, et non consignée dans les registres des viticulteurs. Ces remontées peuvent parfois être observées dans les vignes, soit suite à des orages violents où les ravines sont comblées, soit lors de nouvelles plantations de vigne avec reconstitution d'une épaisseur de sol pour pouvoir y planter des cepes.

Autorisées dans une certaine mesure, les remontées de terre doivent cependant respecter la nature lithologique des sols, et sur certaines communes, les terres accumulées dans les bacs de décantation sont mises à disposition des viticulteurs, plutôt que les terres ne soient extraites des sols de la plaine. Cette pratique, bien qu'onéreuse, est souvent préférée à une modification adaptée des pratiques culturales qui pourrait limiter le départ des terres.

1.2.3. Le rang de vigne comme motif élémentaire de l'étude

Les parcelles de vigne doivent être envisagées dans cette étude comme la répétition d'un motif fondamental correspondant à l'espace compris entre deux rangs de vigne. Ce système est géométriquement simple : il correspond à une bande de terre large de 1 mètre limitée de chaque côté par l'alignement des ceps. Ces alignements correspondent aux rangs de vigne (noté R), et l'espace compris entre ces rangs correspond à l'interrang (noté IR). Ces deux domaines permettent de spatialiser deux dynamiques fondamentalement distinctes.

Dans les interrangs, le passage des engins agricoles va profondément modifier la structure de la couche superficielle du sol. En circulant entre les rangs de vignes jusqu'à 20 fois par an (Lagacherie et al., 2006), les enjambeurs vont compacter les sols et donner naissance à une semelle de labour enfouies sous la surface du sol, tandis que la sub-surface est ameublie par les opérations de griffage et de labours (Lagacherie et al., 2006; Van Dijck and Van Asch, 2002). Cette semelle de labour, généralement développée sur une bande de 30 centimètres (largeur des roues d'enjambeurs), présente une densité sèche sensiblement inférieure à la densité sèche sous ceps. Cette différence est significative jusqu'à 20 centimètres de profondeur d'après les mesures réalisées en contexte viticole (van Dijck and van Asch, 2002). Les travaux de labours profonds pratiqués avant les nouvelles plantations sont enregistrés jusqu'à 40 cm de profondeur (Lagacherie et al., 2006). Cette semelle de labour va jouer le rôle d'une couche étanche, le ruissellement va préférentiellement et précocement se déclencher dans l'espace interrang lors des événements pluvieux (Van Dijck, 2000). Cet espace n'étant pas couvert par les feuilles de vigne, l'intégralité de la pluie va atteindre la surface du sol.

Dans les rangs de vigne, la structure du sol n'est pas affectée par le passage des roues, mais elle est soumise à l'action des pluies et à l'action des griffages. La couverture végétale atteint 100% en été. Les mesures d'infiltrométrie réalisés sur les trois versants ont montré que la conductivité hydraulique à saturation du R était toujours supérieure à celle de l'IR selon un facteur variant de 1 à 15 (cf. **Annexe 3**). Aussi, la dynamique de ruissellement à l'intérieur des parcelles obéit à une condition systématique et valable pour tous les rangs de vigne de notre étude :

1. Le ruissellement apparaît et se développe préférentiellement dans les interrangs de vigne parce que l'eau ne peut s'y infiltrer qu'à très faible vitesse, et que la couverture végétale est nulle ou très faible dans le cas de sols désherbés et travaillés.
2. Ce « couloir à ruissellement » est d'autant plus permanent et fonctionnel qu'il existe une rugosité orientée R/IR. L'altitude est généralement plus basse en interrang qu'en rang. De plus, l'infiltrabilité et la couverture végétale étant fortes en domaine de rang, le ruissellement y est rare. Les interrangs doivent être considérés comme fonctionnant indépendamment les uns des autres parce qu'ils ne peuvent spatialement se connecter.

Ces conditions aux limites peuvent être schématisées sur la Figure 1.13.

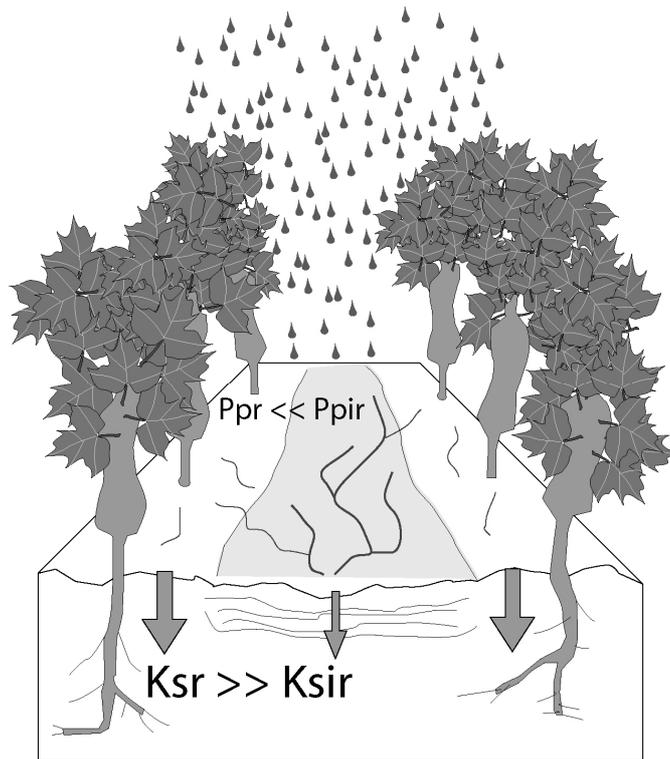


Figure 1.13. Schématisation des conditions aux limites du système R/IR.

Les effets du griffage sur le ruissellement sont paradoxaux : bien qu'augmentant la perméabilité de la couche superficielle, ils ameublissent aussi les matériaux les rendant moins cohérents donc plus facile à éroder (Le Bissonais et al., 2002).

1.3. Conclusion

Les trois versants étudiés présentent de nombreux points similaires, mais chacun est marqué par un contexte naturel et anthropique très particulier, qui, dans le vignoble, peut s'apparenter à la définition d'un terroir. Ces trois versants appartiennent à un espace dont la variabilité interne est réduite par un climat relativement homogène, par des sols développés sur des substrats marno-calcaires, et par des pratiques culturales qui sont au premier ordre dominées par une mécanisation intense, par le désherbage et par l'alignement des rangs dans le sens de la pente. Le caractère commun de ces trois sites, et de la Côte dans son ensemble, correspond au rang de vigne qui constitue le motif élémentaire de cette étude.

L'étude de ces trois versants s'inscrit donc dans un cadre spatial dans lequel les variabilités intra-site et inter-site sont des paramètres à intégrer dans la quantification de la dynamique sédimentaire.

Chapitre 2.
Quantification de l'érosion
à l'échelle d'un événement pluvieux

Introduction

Pour tout événement pluvieux, la topographie des versants est soumise à l'action des processus d'érosion, de transport et de dépôt qui redistribuent les sédiments à la surface des parcelles viticoles. La redistribution sédimentaire s'effectue selon une distance caractéristique de l'interaction entre une pluie et une microtopographie. Elle se fait schématiquement selon des processus très diffus, c'est-à-dire à très petite distance de transport, jusqu'à des processus très advectifs, c'est-à-dire à très grande distance de transport. Pour les événements de très faibles intensités, la redistribution des sédiments va être dominée par les processus de splash, tandis qu'à l'autre extrême, les pluies de très fortes intensités vont inciser les inter-rangs de vigne en rigole (Figure 2.1) et redéposer les sédiments sur les zones de rupture de pente (Figure 2.2), c'est-à-dire au pied des parcelles.

Ces deux processus constituent les pôles des phénomènes d'érosion que l'on observe typiquement sur les parcelles de la Côte, tant que les pratiques culturales n'effacent pas ces marqueurs qui témoignent de l'intensité de la redistribution sédimentaire. Ces pratiques culturales sont représentées tant par les labours et les griffages superficiels qui vont effacer les rigoles et les cônes, que les remontées de terre qui prélèvent dans les zones de sédimentation pour compenser les zones en érosion.

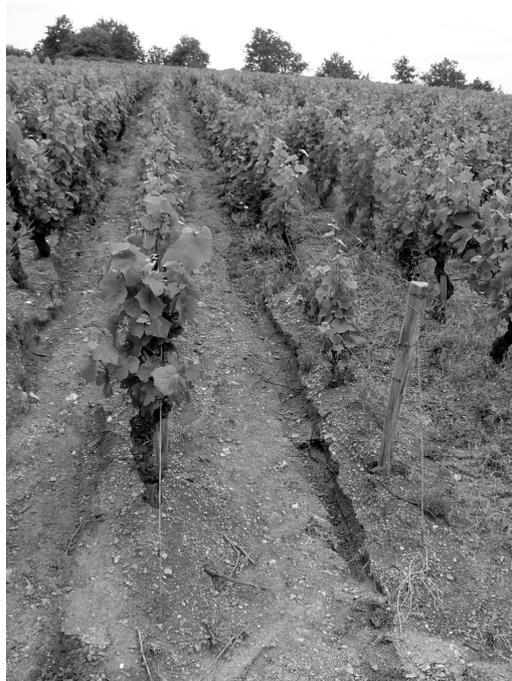


Figure 2.1. Rigoles dans les inter-rangs d'une parcelle à Vosne-Romanée. Les rigoles se forment dans l'inter-rang en raison de l'interception de la pluie par les feuilles des ceps, et de la diminution de l'infiltrabilité au niveau des chemins de passage des enjambeurs.

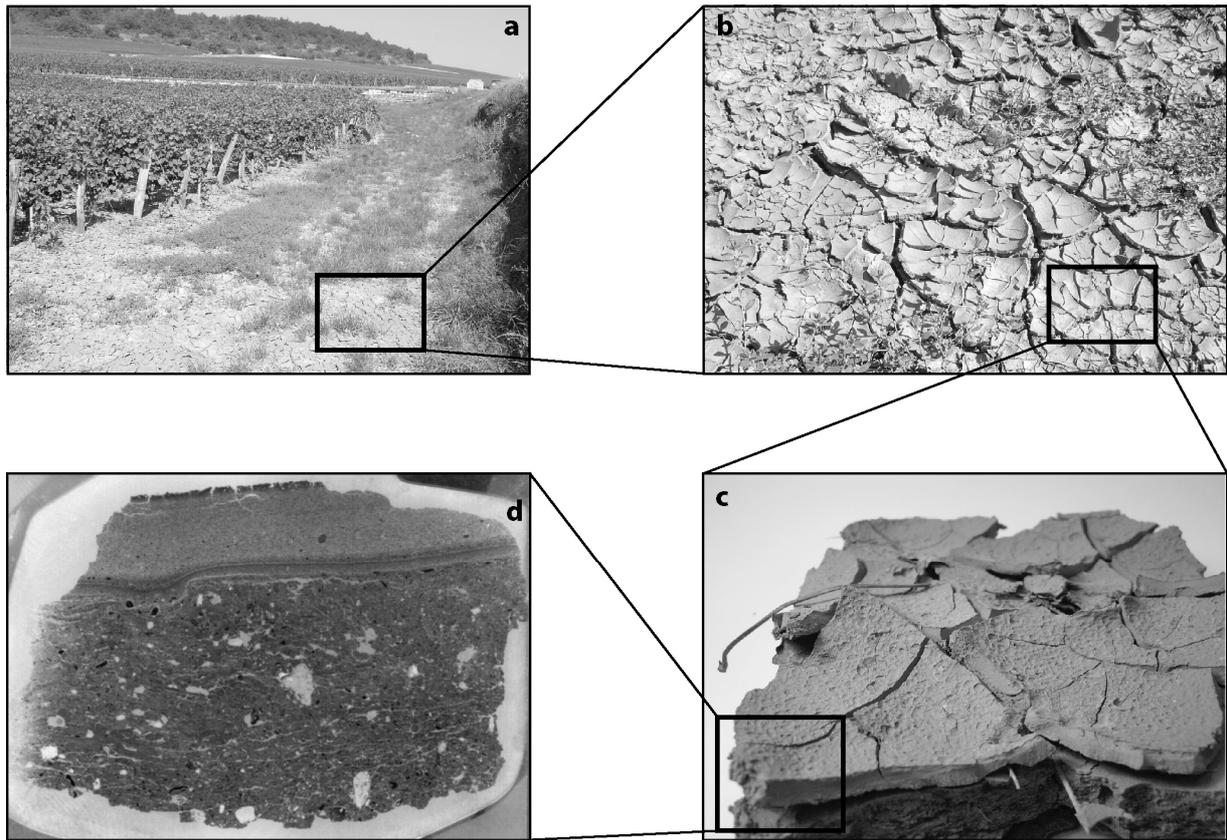


Figure 2.2. Photographies des phénomènes de sédimentation dans les bas de parcelles (Vougeot). Les sédiments limono-argileux en provenance de la parcelle s'accumulent en bas de la parcelle (a), des fentes de dessiccation mettent en évidence l'épaisseur du dernier dépôt (b), tandis qu'une pluie postérieure à l'événement sédimentaire a cratérisé la surface du dépôt épais d'un centimètre. En lame mince (d), sa structure litée et grano-classée contraste avec une structure poreuse et à texture hétérogène d'un sol agricole remanié.

Pour caractériser l'impact d'un événement extrême sur le transfert sédimentaire associé au déclenchement du ruissellement, une quantification de l'érosion et de la sédimentation sur une parcelle de Vosne-Romanée a été réalisée. Cette parcelle, située sur les hauts-coteaux de Vosne (aux « Champs Perdrix »), est une parcelle de grande dimension, avec des rangs dont la longueur atteint 135 mètres, la largeur est de 106 mètres. Les pentes sont comprises entre 10 et 12°. Le sol, constitué de matériaux gréseux, est griffé et désherbé. Les contours en aval de la parcelle sont constitués de plates-formes de retournement, qui s'appuient en aval sur des murgers.

L'événement pluvieux considéré dans cette étude est survenu le 11 juin 2004, et a précipité une lame d'eau de 40 mm pendant 2 heures. Le ruissellement est à l'origine de la formation de rigoles dans les interrangs, et du développement de cônes sédimentaires sur le bas la parcelle (Figure 2.3). La cartographie des phénomènes d'érosion et de sédimentation montre que, dans la partie centrale, les rigoles sont apparues à intervalles régulières (tous les 5 rangs), deux par deux, et leur sont associées des cônes qui témoignent de l'export et du dépôt des matériaux au pied des interrangs. La partie Nord de la parcelle, là où les rangs sont les plus courts, présente un nombre restreint de rigoles tandis que les cônes sont absents. Dans la partie Sud, il y a une forte densité de rigoles développées sur toute la longueur des rangs.

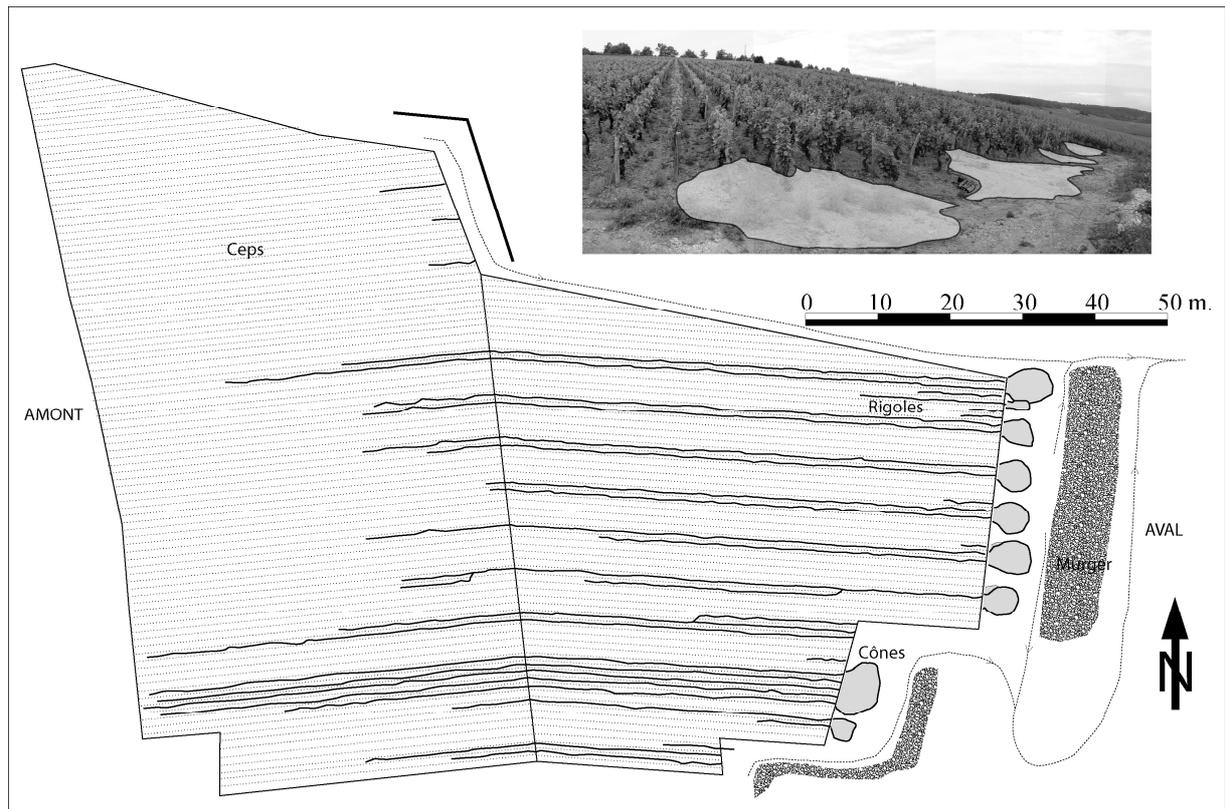


Figure 2.3. Carte des phénomènes d'érosion et de dépôt sur la parcelle expérimentale VR02 au lendemain de l'orage du 11 juin 2004. Les rigoles sont apparues à un rythme régulier de deux rangs tous les 5 rangs, tandis que des cônes sont apparus sur les plates-formes de retournement en aval (en grisé sur la photographie).

La répétition d'un même motif érosion/dépôt dans la partie centrale et l'homogénéité de la distribution spatiale des rigoles sont flagrantes. Le développement de rigoles dans certains inter-rangs met en évidence la différence de traitement des inter-rangs par le nombre de passage des enjambeurs au cours de l'année (rigole ~ rang de traitement). La quantification de l'érosion a été réalisée sur cette zone, à partir de la mesure volumétrique des rigoles et des cônes, afin de réaliser un budget sédimentaire. Cette quantification a été réalisée le lendemain de l'orage, tandis que le 13 juin, l'essentiel des matériaux stockés dans les cônes était réintroduit dans la parcelle par le propriétaire, afin de combler les rigoles.

Les résultats de cette quantification sont présentés sous forme d'un article soumis à *Catena*.

1.1. Article 1 (soumis à Catena) : Impact d'un orage intense sur l'érosion des sols : implications qualitatives et quantitatives pour le vignoble de Côte d'Or.

Soil degradation caused by a high-intensity rainfall event: Implications for medium-term soil sustainability in Burgundian vineyards.

Résumé : La quantité de sédiments constituant les sols viticoles est fonction des processus naturels qui vont transférer les matériaux par érosion/transport/dépôt, et des processus anthropiques qui vont compenser l'ablation des sols par les remontées de terre. La quantification de ces deux processus antagonistes a été réalisée sur une parcelle viticole de Vosne-Romanée lors d'un orage d'été. Lors de cet événement qui a précipité une lame d'eau de 40 mm pendant 2 heures, des rigoles sont apparues dans les rangs de traitement. Sur les contours de la parcelle, les sédiments les plus grossiers sont stockés sous forme de cônes au pied des rangs de vigne, tandis que la fraction la plus fine des matériaux érodés (limons, argiles) est exportée hors de la parcelle et du versant. En comparant le volume érodé par les rigoles et le volume déposé dans les cônes, qui peut être réutilisé pour compenser l'érosion, l'ablation totale pour ce seul événement est de 3 mm. Par répétition des phénomènes d'érosion et de réintroduction des matériaux grossiers dans les rigoles par les viticulteurs, la nature des sols est profondément affectée.

Soil degradation caused by a high-intensity rainfall event: Implications for medium-term soil sustainability in Burgundian vineyards

QUIQUEREZ AMELIE ^a, BRENOT JEROME ^{a,b},
GARCIA JEAN-PIERRE ^a, PETIT CHRISTOPHE ^c

^a UMR CNRS 5561 Université de Bourgogne, 6, Boulevard Gabriel, 21000 Dijon, France

^b UMR CNRS 6118 Université de Rennes I, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes Cedex, France

^c UMR CNRS 5594, Archéologie, Cultures et Sociétés, Université de Bourgogne, 6, Boulevard Gabriel, 21000 Dijon, France

Corresponding author: jerome.brenot@u-bourgogne.fr

Abstract

The purpose of this paper is to provide a sediment flux quantification in a vineyard context (Vosne-Romanée, Burgundy, France) where medium-term soil budget and sustainability are controlled by complex interactions between natural processes (rill erosion) and anthropogenic processes (earth supply transferred back into the rills by the winegrowers).

Concentrated overland flows during the rainfall event resulted in the incision of 13 major rills in the inter-rows, carrying a sediment volume of about 4.8 m³. Most of the rills were rectilinear and displayed a U shape with strong vertical walls. Incision was noted to begin at about 30 m from the upper plot boundary, and progressed incising downslope exponentially. In the buffer zone located at the lower border of the plot, seven fan systems have developed from the material originating in one to two contributory rows. Accumulated volume is estimated at 1.45 m³. Data from grain-size distribution, and rill and fan volumes show that erosion is dominated by rilling (70% of the sediment yield) over sheet process (30% of the sediment yield). The net exported soil loss, corresponding to the balance between natural soil loss and anthropogenic supply, ranges between 24 ± 3 t.ha⁻¹.yr⁻¹ and 48 t.ha⁻¹.yr⁻¹, which corresponds to a mean topographic lowering of 3 ± 1 mm over the plot during one hydrologic event. Analyses of the grain-size distribution in the reference soil sample and in the fans reveal that size selectivity has occurred, with preferential export of the fine material (< 63 μm) out of the plot and preservation of the coarsest fractions (> 2mm) in the fans. To evaluate the relative importance in grain-size distribution of natural processes (material loss) over anthropogenic processes (rill filling by winegrowers), we simulated the temporal evolution of grain-size distribution in surface soil during

five successive rainfall events. Our results clearly show that more than 30% of fine material in surface soil has been lost in these few events, despite anthropogenic rill filling. This fine fraction removal may have considerable impact on vineyard sustainability.

Keywords: sediment flux quantification, rainfall event, hillslopes, soil sustainability, vineyards.

1. Introduction

Erosion resulting from overland and concentrated overland flows during high-intensity rainfall events is recognised as a major problem for sustainable agriculture. Incision of rills through which sediments are exported has direct consequences on soil conservation, not only in terms of quantity since soil surface is removed, but also in quality since soil fertility is affected because of nutrient loss. Irreversible soil degradation may cause major environmental, economic and social impact damage (Fournier, 1971; Joy, 1982; Haff, 2000; Le Bissonnais et al., 2002), thus making it essential to quantify and predict current soil degradation in order to improve soil management, and soil conservation planning (Wischmeier and Smith, 1978; Goudie, 2005; Morgan, 2005). A detailed understanding of soil erosion across different types of anthropogenic-influenced landscapes is critical for the development of sustainable management practices.

Soil degradation in vineyards is an extremely favourable context for soil loss in comparison with other agricultural lands (Le Bissonnais et al. 2002; Kosmas et al., 1997; Brenot et al., *in press*; Hooke, 2006). In vineyards, medium-term soil budget and sustainability are controlled by complex interactions and feedback between natural and anthropogenic processes (Vogt, 1970). Natural processes, *e.g.* rill erosion, landslides, mudflows and flooding, contribute to the physical ablation of hillslopes by rilling, and exporting sediments at the outlet. Much work has been dedicated to the study of natural processes, not only for the assessment of either short- or long-term erosion rates in various agricultural contexts (Kosmas et al., 1997), but also to characterise rill morphology, (Wicherek, 1991; Wainwright, 1996; Kosmas et al., 1997; Schaller & Emde, 2001 ; Martinez-Casasnovas et al., 2002; Ramos and Martinez-Casasnovas, 2004). On the other hand, most of the time, in order to maintain soils on hillslopes, erosion effects are counterbalanced by anthropogenic earth supply, stored in plot toe. Rills developed after rainstorms are filled by the earth that was eroded, deposited at the footslope, and transferred back into the rills by the winegrowers (Fig. 1). However this earth cycle is biased since part of the sediment is probably exported. Therefore, there is a need to quantify the relative importance of natural and anthropogenic processes, to lead to further discussion of the sustainability of agricultural soils.

In this paper, we describe the results of a detailed field survey, carried out after a yearly return high-intensity rainfall event in the Vosne-Romanée vineyards (Burgundy, France). We quantify patterns and rates of soil erosion in the field to evaluate short-term soil degradation and its impact on medium-term soil modifications, *i.e.* volumes and textures, in Burgundian vineyards, where intensive erosion phenomena represent a critical situation for soil preservation.

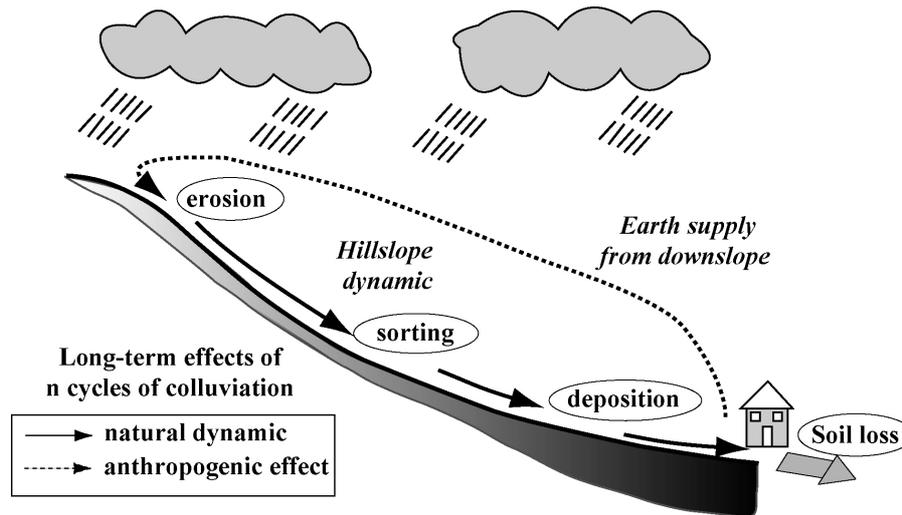


Figure 1. Hillslope dynamics resulting from the interaction between natural and anthropogenic processes in a vineyard context.

2. Study area

The selected site is located on the hillslopes of Vosne-Romanée vineyards, in the « Côtes de Nuits » area (Burgundy, France), where frequent high-intensity rainfall events occur annually (Fig. 2). Wine-growing developed here on a fault-scarp relief in the Middle-Ages (Dion, 1959). This historical hillslopes, induced by the Bressan rifting, form the eastern border of the Burgundy plateau. The landscape is characterised by a vine monoculture where the parcellar limits, *i.e.* paths and walls, have formed the only discontinuities along the hillslopes since the mechanisation in the middle of the 20th century (Garrier, 1989). The vine stocks are planted parallel to the slope providing propitious conditions for rill initiation and formation. Non-grassed inter-rows, slope-oriented rows and superficial tilling, once or twice a year, are the dominant agricultural practices. Such conditions are met in the parcel selected for this study.

2.1. Topographical and geological characteristics of the plot

The study site (47.1615°N, 4.945°E) is a 4300 m² plot in the Vosne-Romanée vineyards, 126 meters long and 35 meters wide, located in the middle-upper part of the hillslope (Fig. 3). We made a high-resolution digital elevation model (DEM) from differential TRIMBLE® GPS measurements (cm resolution). The plot is characterised by a slightly concave morphology and a slope decreasing from 12° down to 10°. The elevation decreases from 347 m upslope, to 319 m downslope. Inter-rows display a mean length of 122 m.

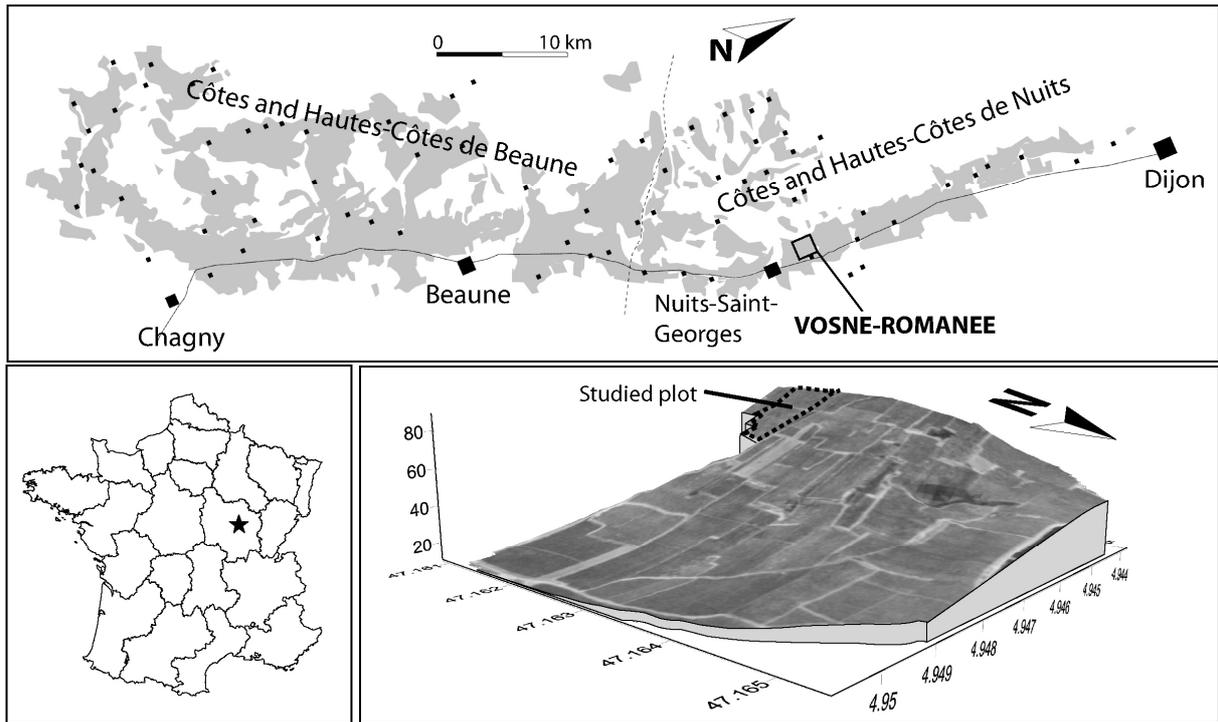


Figure 2. Location of the studied plot in the Vosne-Romanée vineyards (Burgundy, France).

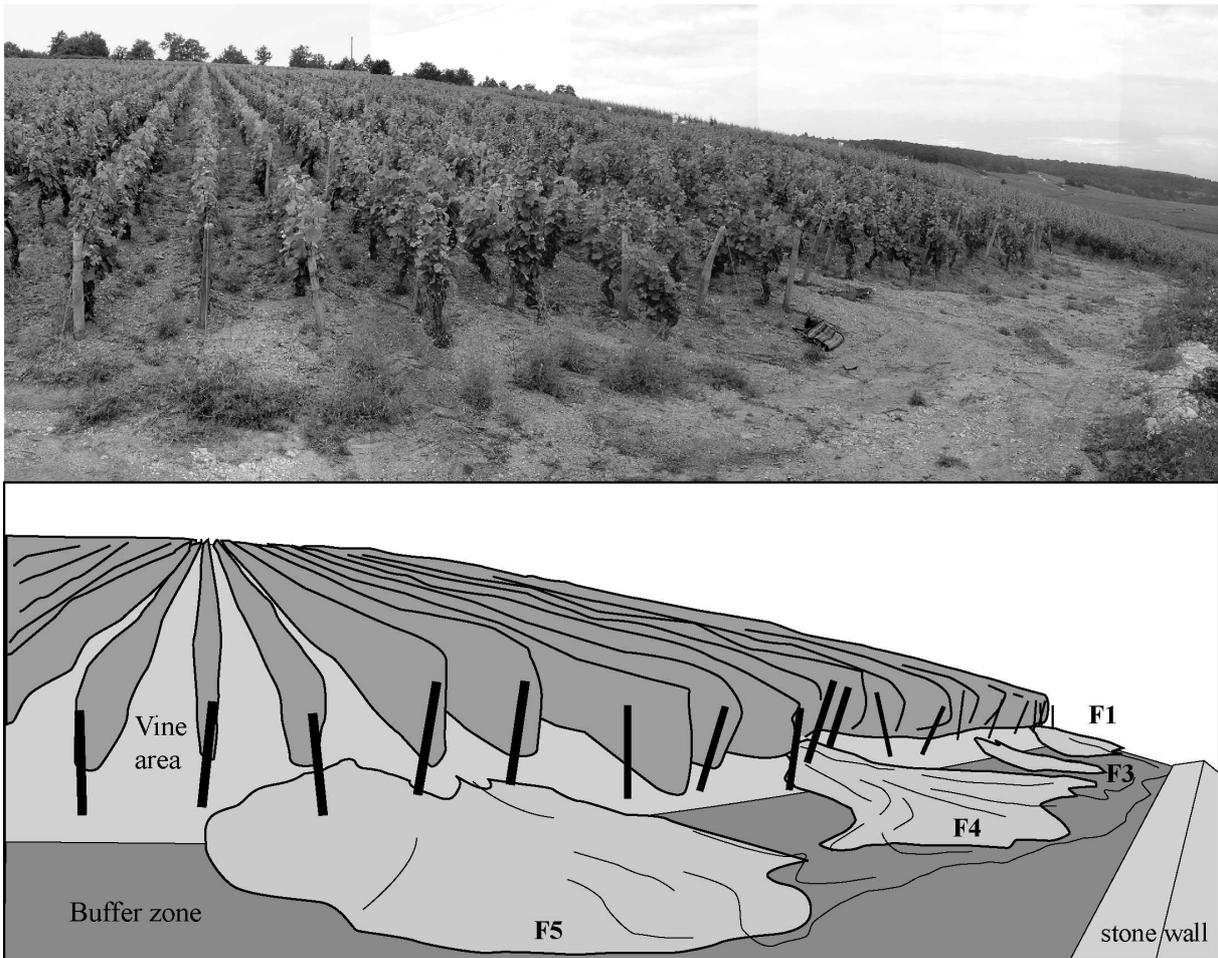


Figure 3. Rill and fan systems formed during the rainfall event.

The lower border of the plot consists of a 5 m wide horizontal path, causing deposition and acting as a buffer zone during storm events (Fig. 3). These hillslopes develop on Middle to Upper Jurassic limestones and marls, and are covered by gravelly quaternary cryoclastic deposits ("grèzes litées") reaching up to 3 m thick. These deposits are non-cohesive, easily erodible and display a low organic content. The topsoil of this thin calcosoil is ploughed (Mériaux et al., 1981). No pedogenetic segregation has been observed. Measured soil bulk density of the soil top layer varies between 1.25 and 1.5 t.m⁻³.

2.2. Rainfall characteristics on 11 June 2004

The mean annual precipitation of the Côtes de Nuits ranges between 700 and 900 mm/yr (Météo-France, 1994). Between November and April, 95% of the rainfall events display an intensity of less than 20 mm.h⁻¹. Most storm activity occurs during the period ranging from May to October, which is represented by the record of several events characterised by rainfall intensity higher than 20 mm.h⁻¹ and of relatively short duration. Spring is a high-risk period for soil erosion because of the occurrence of high-intensity rainfall events. On the "Côte de Nuits", the Vosne-Romanée vineyards are particularly affected by frequent storm events (9 events were recorded from 1992 to 2001, with total precipitation ranging between 35 mm and 45 mm and with the strongest event reaching 63 mm, personal communication from Romanée-Conti Domain data collection). Among these, one important event, characterised by 40 mm of precipitation in 2 hours, and representative of a roughly yearly-return periodic event, was recorded on 11 June 2004.

3. Method and soil loss quantification

Concentrated overland flows occurring during the 2 hours of rainfall resulted in the formation of a rill network in the inter-rows. Part of the sediment was deposited in the buffer area (fan systems) while the rest was exported out of the system (Fig. 3). In order to quantify the volume of sediment eroded, preserved and exported, just after the rainfall event, we measured: (1) the morphology and volume of the erosion structures, *i.e.* the rills, (2) the morphology and volume of the depositional structures, *e.g.* the fans and (3) the grain-size distribution.

3.1 Rill description

After the rainfall event, 13 long major rills (numbered 1 to 13) and 4 very short minor rills (a to d) were identified in the inter-rows (Fig. 4). Most rills were rectilinear, parallel to the maximum slope, and displayed a U-shape with steep vertical walls (Fig. 5, Fig. 6). The morphological parameters of rill incision (length, depth, and width) were measured at 1m resolution in the field, for every row where a rill appeared, over a surface of 1580 m² (Fig. 4). Soil erosion occurs over 59 % of the plot (Fig. 4). Results of all these measurements are reported in Table 1 and Table 2 for the major rills and

Table 3 for the minor rills. Rills, as illustrated in Figure 4, are not randomly-distributed spatially. They form in two contiguous rows, recurrently every five rows, and this uniformly at plot scale. Their length varies from 10 m to 106 m, with most ranging between 70 and 90 m (Table 1, Fig. 7). Most width/depth ratios range between 2.14 and 3.43 (Table 2), suggesting that these rills display the most hydraulically efficient shapes for conveying water flows (Moore and Burch, 1986). These rills behave like ephemeral rills: indeed, despite tillage and filling operations which erase ephemeral marks on the surface, these rills develop along the same path over several years, showing temporal and spatial persistency in location. However, although some studies define incisions higher than 10 cm as ephemeral rills (Martinez-Casasnovas et al., 2002), we prefer to attribute these erosion structures morphologically to rill structures, as their specific cross-section never exceeds 0.093 m², in accordance with the classification of Poesen et al. (1993).

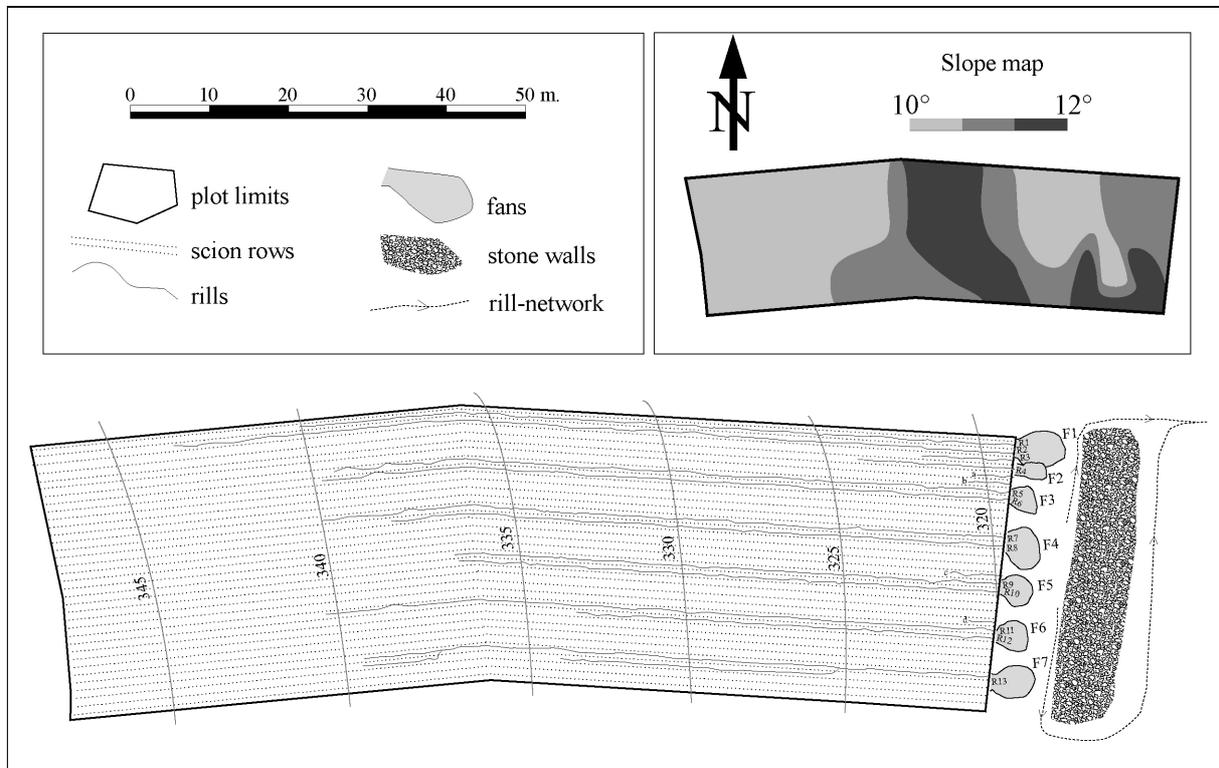


Figure 4. Slope and plot map showing the regularly spaced rills and the associated fans. The major rills are numbered from 1 to 13, the fans from 1 to 7.



Figure 5. A linear erosive structure displaying a U-shape morphology with steep walls.

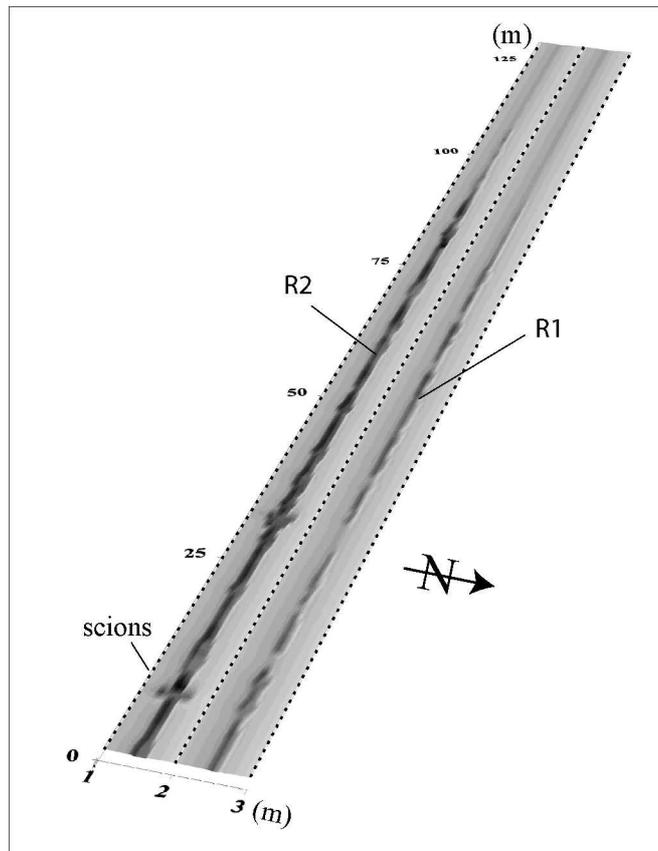


Figure 6. Digital reconstruction of the R1 and R2 rill system, used to assess rill volume.

<i>Rill</i>	<i>Row length (m)</i>	<i>Rill length (m)</i>	<i>Rill volume (m³)</i>	<i>total</i>	<i>Fan</i>	<i>Fan volume (m³)</i>
R1	125	91	0.34	1.51	F1	0.40 ± 0.06
R2	125	106	1.17			
R3	124	10	0.02	0.06	F2	0.08 ± 0.03
R4	124	20	0.04			
R5	123	87	0.32	0.72	F3	0.05 ± 0.02
R6	122	87	0.40			
R7	122	87	0.44	0.93	F4	0.48 ± 0.08
R8	122	77	0.49			
R9	121	70	0.20	0.37	F5	0.14 ± 0.04
R10	120	70	0.17			
R11	118	87	0.41	0.62	F6	0.1 ± 0.03
R12	118	53	0.21			
R13	116	82	0.56	0.56	F7	0.28 ± 0.07
Total	1580	927	-	4.77		1.6 ± 0.3

Table 1. Description of length and volume of the 13 major rills, and volume of their associated fan.

<i>Rill</i>	<i>Width (cm)</i>		<i>Depth (cm)</i>		<i>Width-Depth Ratio</i>		<i>Cross-section Area (m²)</i>	
	<i>mean</i>	<i>STD</i>	<i>mean</i>	<i>STD</i>	<i>mean</i>	<i>STD</i>	<i>mean</i>	<i>STD</i>
R1	9.01	3.64	4.37	1.36	2.16	0.97	0.0037	0.0025
R2	14.21	6.95	7.50	2.92	2.17	1.44	0.0110	0.0063
R7	11.07	3.74	4.37	1.72	2.80	1.80	0.0052	0.0027
R8	12.85	4.05	5.04	1.64	2.82	1.34	0.0065	0.0029
R9	8.42	4.53	3.29	1.31	2.99	1.81	0.0027	0.0015
R10	7.61	2.08	4.10	1.67	2.14	0.85	0.0032	0.0017
R11	12.92	5.33	4.14	1.60	3.54	1.96	0.0013	0.0005
R12	11.16	3.38	3.74	1.56	3.43	1.77	0.0043	0.0025
	10.91	2.37	4.57	1.29	2.76	0.56	0.0047	0.0017

Table 2. Width, depth, width/depth ratio and cross-section values of major rills.

<i>Rill</i>	<i>Row length</i>	<i>Rill length</i>	<i>Eroded volume (m³)</i>
a	123	5	0.009
b	123	5	0.009
c	121	8	0.0085
d	119	4	0.008

Table 3. Morphological characteristics of minor rills

Rill volumes were processed with the aid of Surfer®, using a kriging method (Fig. 6). Volumes range from 0.17 m³ to a maximum of 1.2 m³ (in inter-row R2), most ranging between 0.3 and 0.5 m³ (Table 1). The total exported volume is estimated at 4.77 m³. For most rills, the upper slope domain was devoid of linear erosion structures because overland flow had not yet been concentrated. Incision was noted to begin at about 30 m from the upper plot boundary, and progressed incising

downslope, exponentially (Fig. 8). Since all the rills behave similarly, we propose the following empirical law relating the eroded volume of each rill to its length (L) (Fig. 8):

$$\log(V_{eroded}) = 0.019 * L - 2.05$$

Using an relationship with an R^2 coefficient of 0.96. Figure 8, which presents the cumulative eroded volume relatively to the upslope distance, shows that rill volume varies as a function of rill length.

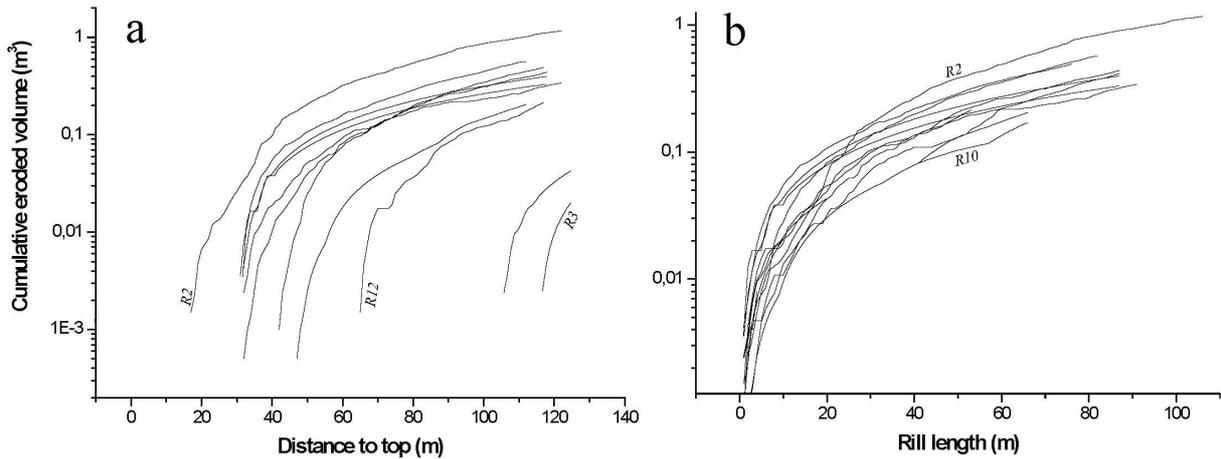


Figure 7. A : Relationship between cumulative eroded volume and rill length. B: Relationship between cumulative eroded volume and distance from upper plot boundary.

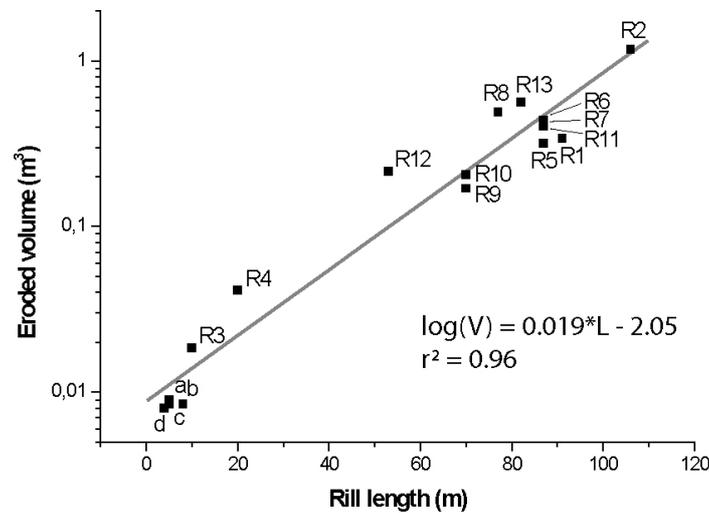


Figure 8. Relationship between eroded volume and rill length

3.2 Fan description

During the rainfall event, a topographically induced deposition occurred in the buffer zone, forming seven fan systems. Figure 4 shows that fans developed from material eroded from one to two contributory rows. Their maximal length, width and thickness display variable dimensions, from 1 to 5 m wide, from 1 to 5 m long, and from 15 to 25 cm thick. Fan volume was calculated assuming a conical morphology. Obtained fan volumes vary from 0.1 up to 0.47 m³, with a total cumulated

volume of 1.45 m³ (Table 1). Traces of flows over fan surfaces suggest that part of the sediment has been exported out of the plot (Fig. 3).

3.3 Grain-size distribution

Sediment boxes were placed at the end of rows to collect eroded material in order to define the grain-size distribution of the eroded sediments in the rills, and that of the preserved sediments in the fans. Samples were compared to a reference bulk soil sample collected in the 0-20 cm soil layer before the rainfall event. Grain-size distributions were obtained by sieving on undispersed material to give information on size selectivity. Observations of grain-size distribution in the reference sample and in the boxes reveal that a wide range of grain sizes was transported during the flow. We therefore assume that the differences in percentage in eroded and deposited sediments are not representative of selective detachment, but result from size selection during sediment transport and deposition.

Analyses of grain-size distribution in the reference soil sample show that the soil was mainly composed of a loamy-clay fraction (~ 40%) and of gravel pebbles (~ 45%) before the rainfall event (Fig. 9). Sandy fractions were present in moderate quantity (< 20%). There is little variation in the percentage of sandy fractions between the reference sample and the fans. Grain-size distribution in the fan differs mainly by the higher percentage of the coarsest fraction (> 2mm) and the lower percentage of the loamy-clay fraction, which only represents 10 % of the observed grain-sizes (Fig. 9). This suggests that size selectivity has occurred, with preferential export of fine material (< 63 µm) out of the plot, and preservation of the coarsest fractions (> 2mm) in the fans.

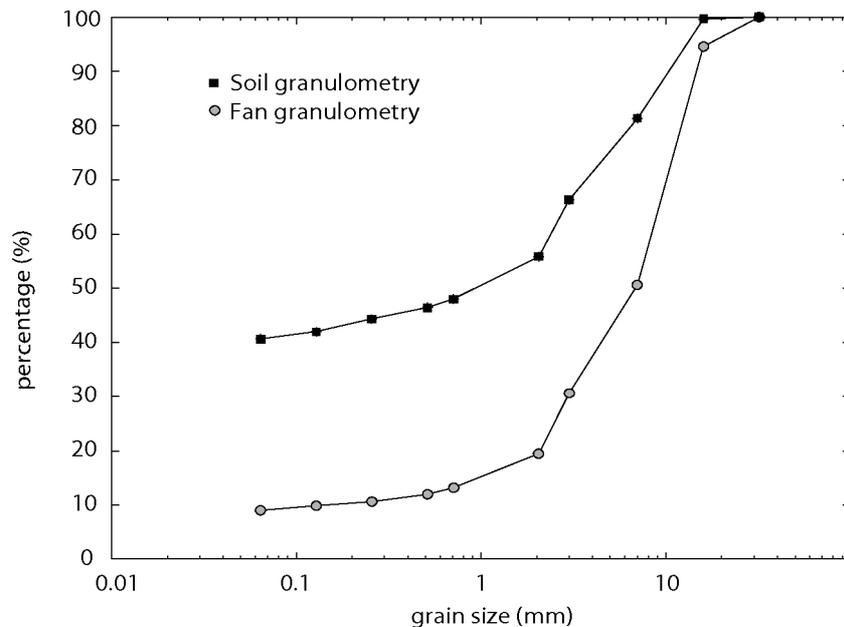


Figure 9. Grain-size distribution in reference soil sample and in fan.

3.4 Total sediment balance, soil ablation and evaluation of the contribution of rill/interrill

We estimated the total sediment yield, the net balance between soil loss and anthropogenic supply, and the rill/inter-rill contribution from a data set of grain-size distribution and rill and fan volumes.

As all rill and fan systems behave very similarly over the plot, we evaluate the rill/inter-rill contribution from mass balance performed from rill systems 9 + 10 and associated fan F4 (Table 4). We estimated independently the amount of sediments transferred through the rill and that preserved in the fans, from the volume data set and from grain-size distribution, for each grain-size class (Table 4). A mass excess of coarsest fractions preserved in the fan compared to the amount of sediment eroded by the rill has been found, suggesting that inter-rill erosion must have occurred (Table 4). By assuming that all coarsest fractions has been preserved, which is supported by the fan and rill grain-size distributions, the mass of the coarsest fraction eroded in the inter-rill is obtained by subtracting the mass preserved in the fan to that eroded in the rill. Based on this estimation and on the reference soil grain-size distribution and assuming that inter-rill erosion occurred by removing a thin layer uniformly, it becomes possible to evaluate the amount of sediments eroded in the inter-rill for each grain class. Finally, we estimate a total sediment yield of 1.6 t for this system, with rills representing 70 % of the sediment yield, twice as high as inter-rill erosion (Table 4). We therefore suggest that the larger rills not only act as an efficient way to export sediments, but also as sediment sources.

<i>Grain size (mm)</i>	<i>Rill</i>	<i>Fan (kg)</i>	<i>Rill+interrill (kg)</i>
>7	216.6	308.8	308.8
>3	174.4	125	249.9
>2	121.7	69.7	174.4
>0.71	90.7	39.4	129.9
>0.5	18.6	7.9	26.7
>0.25	24.8	8.4	35.5
>0.125	27.1	5	38.9
>0.063	15.5	5	22.2
<0.063	472.0	56.5	676.4
total soil loss	1161.3	625.0	1662.6

Table 4. Estimation of rill/inter-rill contribution from a mass balance performed in rill system 9+10 and associated fan F4.

We also established a sediment budget at the plot scale. Visualisation of the network shows that all rills contribute to soil loss. By taking all row data into account, we assess at 4.8 m³ the volume of sediments transported by this event through the rill systems, which corresponds to a mean soil loss of 6 t for a bulk density of 1.25 (Table 5, 6). Mean soil ablation is obtained by dividing the total volume by the surface area of the row, and corresponds to a mean topographic lowering of 4 mm in one event. By taking into account inter-rill erosion and assuming that all rills behave similarly, total sediment exportation is estimated at 7.8 m³ for this event, which gives a soil loss rate of about 50 t/ha per event, and a mean topographic lowering of 5.7 mm.

Rill	Rill volume (m ³)	Fan	Fan volume (m ³)	Net exported (m ³)	Rill area (m ²)	Row area (m ²)	Eroded height (mm)	Net soil loss (mm)
R1+R2	1.51	F1	0.40 ± 0.6	1.11 ± 0.6	197	250	6.8 ± 0.8	4.4 ± 0.2
R3+R4	0.06	F2	0.08 ± 0.03	0	30	248	1.1 ± 0.9	0 ± 0.1
R5+R6	0.72	F3	0.05 ± 0.02	0.67 ± 0.02	174	245	3.5 ± 0.6	2.7 ± 0.6
R7+R8	0.93	F4	0.48 ± 0.08	0.45 ± 0.08	164	244	4.7 ± 0.9	1.9 ± 0.3
R9+R10	0.37	F5	0.14 ± 0.04	0.23 ± 0.04	140	241	2.1 ± 0.6	0.9 ± 0.1
R11+R12	0.62	F6	0.1 ± 0.03	0.52 ± 0.03	140	236	3.5 ± 0.9	2.2 ± 0.1
R13	0.56	F7	0.35 ± 0.07	0.358 ± 0.07	82	116	5.8 ± 1	1.8 ± 0.6
TOTAL	4.77		1.6 ± 0.3	3.17 ± 0.3	927	1580	4.1 ± 1	2 ± 0.2

Table 5. Quantification of net exported soil and net soil loss for each rill+ fan system.

Plot scale	Rill volume (m ³)	Total rill + interrill volume (m ³)	Fan volume (m ³)	Rill – fan volume (m ³)	Total- fan volume (m ³)	Plot surface (m ²)	Minimum soil rate (mm/yr)	Maximum soil rate (mm/yr)
	4.77	7.8	1.6 ± 0.3	3.17 ± 0.3	6.2	1580	2 ± 0.2	3.9

Table 6. Soil rate estimation for rill system 9+10 and associated fan F4.

The net exported volume at the outlet boundary can be derived by subtracting from the sediment yield the volume of sediment trapped in the fans, which is used by wine growers to fill the rills. For rill erosion alone or rill plus inter-rill erosion, net soil loss is estimated to range from 3 m³ to 6.2 m³, corresponding to about 66% to 89% of total sediment yield, and to net soil ablation ranging between 2 mm and 4 mm over the plot (Table 6). Net soil loss ranges between 24 ± 3 t.ha⁻¹.yr⁻¹ and 48 t.ha⁻¹.yr⁻¹. Values obtained are high, but consistent with rates calculated in vineyard contexts (Table 7, see Kosmas et al., 1997; Martinez-Casnovas et al., 2002 and Hooke, 2006, for a review and Table 2) : 47-70 t.ha⁻¹.year⁻¹ in NW Italy (Tropeano, 1983), 35 t.ha⁻¹.yr⁻¹ in mid-Aisne region (Wicherek, 1991), 22 t.ha⁻¹.yr⁻¹ in the Penedès-Anoia region (NE Spain) (Usòn, 1998), 34 t.ha⁻¹.yr⁻¹ in an extreme event (Wainwright, 1996). These high rates are also consistent with other studies showing that ephemeral gully/rill systems are major contributors to sediment production in agricultural lands (10 to 90% for Govers and Poesen et al., 1988; 70-80% for Boardman, 1996; 44-83% for Martinez-Casnovas et al., 2005).

4. Discussion

Quantification of erosion occurring during high-intensity rainfall shows that Burgundy vineyard soils are affected by high erosion rates. Assessed soil-loss rates, estimated at more than 24 ± 3 t.ha⁻¹.yr⁻¹, highlight the existence of an anthropogenic-related disequilibrium of the slope dynamics in these vineyards, if compared with mean soil production rates, ranging from 0.01 to 0.1 t.ha⁻¹.yr⁻¹ (Heimsath et al., 1999; Minasny and MacBratney, 1999). This section discusses anthropogenic-induced soil degradation at short and medium-term.

<i>Location</i>	<i>observation time (yr)</i>	<i>Mean soil loss (t/ha/yr)</i>	<i>References</i>
Albugnano, Italy	<1	≥ 70.18	Tropeano (1983)
Mongardino, Italy		32.55	Tropeano (1983)
Santa Victoria d'Alba, Italy		0.32	Tropeano (1983) in Hooke, 2006
Santa Victoria d'Alba, Italy		0.78	Tropeano (1983) in Hooke, 2006
Santa Victoria d'Alba, Italy		2.73	Tropeano (1983) in Hooke, 2006
Alsace, France	>5	32	Litzler, 1988
Champagne, France	<1	3.2 à 4.6	Litzler, 1988
Champagne, France	>1	1.16	Litzler, 1988
Switzerland	>1	15-25	Litzler, 1988
Languedoc, France	40	5.5	Litzler, 1988
Champagne, France	3	1.5	Ballif, 1990
Champagne, France	<1	0.136	Ballif, 1990
Champagne, France	<1	0.8-1.3	Ballif, 1990
Champagne, France	3	0.6	Ballif, 1990
Aisne, France	3	35	Wicherek, 1991
Duro, Portugal	10	0.39	Figueiredo and Ferreira (1993) in Hooke, 2006
Duro, Portugal	10	1.1–2.8	Figueiredo and Ferreira (1993) in Hooke, 2006
Spata, Greece		0.38–2.53	Kosmas (1993) in Hooke, 2006
Var, France		2.75–53.85	Viguier (1993) in Hooke, 2006
Var, France		2.1–15	Viguier (1993) in Hooke, 2006
Roussillon, France		1.4	Kosmas et al. (1997)
Moselle, Germany	<1	52	Schaller and Emde, 2000.
Moselle, Germany	<1	0.2	Schaller and Emde, 2000
Rheingau, Germany	<1	6.2	Schaller and Emde, 2000
Germany	<1	15	Schaller and Emde, 2000
Catalonia, Spain	<1	207	Martinez-Casasnovas et al. (2002)
Vosne-Romanée, France	54	7.6	Brenot et al., 2007
Aloxe-Corton, France	50	14.9	Brenot et al., 2007
Monthélie, France	32	13.5	Brenot et al., 2007
Vosne-Romanée, France	<1	24-48	This study

Table 7. *Compilation of erosion rates in different vineyard contexts and over different time scales.*

In the short term, this example shows that the erosion rate is enhanced by tillage effects (Fig. 3). Evidence of this anthropogenic influence is exemplified by the very regular rill spacing observed in this plot, which is directly related to the passage of agricultural machinery. The repeated passages, by decreasing soil surface porosity and infiltration, permit the localisation of flow zones, causing an increase in runoff and erosion potential. This interpretation is consistent with other short-term studies showing that the passage of agricultural machinery is responsible for significant modifications in soil properties and in the location of intensively eroded domains (Schaller and Emde, 2000; Van Dijck, 2000).

The effects of short-term erosion on vinestock growth are limited, as long as vine-roots are covered by earth supply. However, medium-term erosion can be more problematic since it provokes a slow but continuous overland soil truncation, despite anthropogenic earth supply. This study shows that assessed soil loss rates exceed soil production rates, and that erosion is selective, since fine materials are preferentially exported out of the plot. To evaluate the relative importance on grain-size distribution and on medium-term soil sustainability of natural processes (material loss) relatively to anthropogenic processes (rill-filling by winegrowers), we simulated the temporal evolution of the grain-size distribution in the top soil, for five successive rainfall events (Fig. 10). For this, we assumed that natural soil production rates permit a partial renewal of the top soil between two rainfall events. We also assumed that the top soil and rills are covered after a rainfall event by sediment, depleted in

fine fraction, previously stored in the fans and transferred back to the rills by the winegrowers. In this simulation, in order to take into account both natural and anthropogenic effects, grain-size distribution of the top soil is considered to be composed in equal parts of the initial reference grain-size distribution described above, and of a fan grain-size distribution evolving over time. For each event, to calculate this fan grain-size distribution, we consider that the runoff always displays the same characteristics, and acts in such a way that fine fraction depletion occurs in the identical proportions to those observed in the event described above. Although our approach is very simple, the results of our simulation clearly show that repeated rainfall events modify significantly and very rapidly surface soil grain-size distribution (Fig. 10): after only a few events, the top soil has lost more than 30% of its fine material. This removal of fine fractions may have considerable impact on vineyard sustainability. Indeed, fine particle loss contributes to soil fertility degradation by inducing a depletion of nutrients and organic matter. Winegrowers, now increasingly aware of this problem, experiment different methods at the plot scale, such as inter-row grassing, shortening of rows, and wall reconstruction, which are the primary actions to be generalised to reduce soil loss.

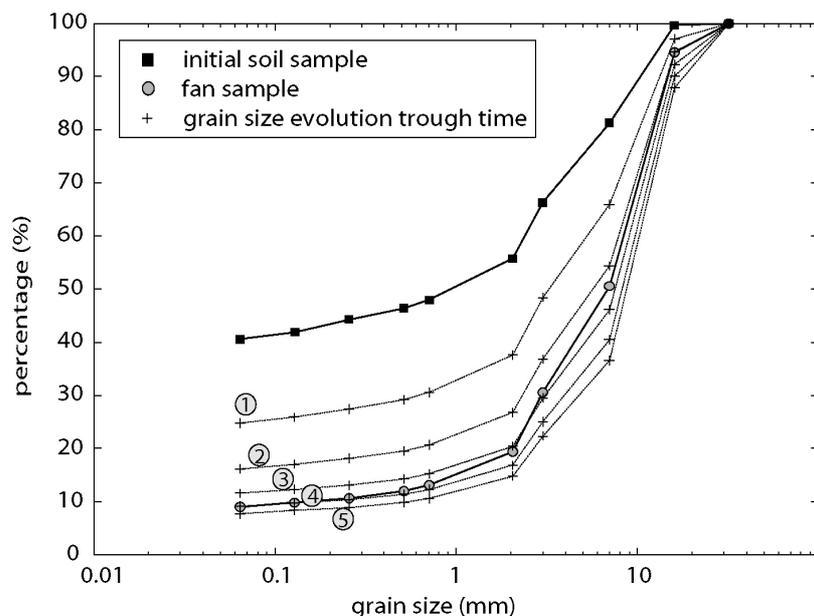


Figure 10. Simulation showing temporal evolution of grain-size distribution in soil for five successive events

Conclusion

The data set for this plot provides an estimation of the likely soil loss rates in ephemeral gully/rill systems, in a vineyard context, where sediment budget and soil sustainability result from the interactions between natural and anthropogenic processes. Assessed net exported soil loss, the balance between natural soil loss and anthropogenic supply, ranges from 3 m³ to 6.2 m³, and corresponds to a mean topographic lowering of 3 ± 1 mm at the plot scale. Erosion is dominated by rill (70% of the

sediment yield) over sheet erosion (30% of the sediment yield) on these hillslopes. A simple simulation of the temporal evolution of grain-size distribution was performed to document medium-term soil depletion. The results show that more than 30% of fine material from the soil surface was lost after only a few events. This fine material is irretrievably lost when exported out of the plot. In the medium term, such depletion may have a major impact on soil fertility degradation and thus on soil sustainability. Such simulations allow the complex links between natural and anthropogenic processes to be explored, thus contributing to a better understanding of dynamic systems in anthropogenic geomorphological contexts, which may help soil scientists to develop soil conservation strategies.

Acknowledgements

This study is currently included in a PhD program surveying soil erosion of the Burgundian vineyards, coordinated by the Universities of Bourgogne and Rennes 1, and funded by "Région Bourgogne" and "Rennes Métropole", BIVB and the french programme "RELIEFS DE LA TERRE". Thank to C. Chateau-Smith for proof-reading the English text.

References

- Boardman, J., 1996. Soil erosion by water: problems and prospects for research. In *Advance in Hillslope processes*, Vol.2, Malcolm G. Anderson and Susan M. Brooks Eds, John Wiley & Sons Publishers, pp.489-504.
- Brenot, J., Quiquerez, A., Petit, C., Garcia, J.-P., Davy, P., 2007. Soil erosion rates in burgundian vineyards: *Bolletino della Società Geologica Italiana*, Volume Speciale. In press.
- Dion, R., 1959. *Histoire de la vigne et du vin en France*. Histoires Flammarion.
- Fournier, F., 1972. Les aspects de la conservation des sols dans les différentes régions climatiques et pédologiques de l'Europe. *Conseil de l'Europe, Sauvegarde de la nature*. 210 p.
- Garrier, G., 1989. *Le Phylloxera*. Albin Michel, 194 p.
- Govers, G. and Poesen, J., 1988. Assessment of the inter-rill and rill contributions to total soil loss from an upland field plot. *Geomorphology* 1, 343-354.
- Goudie, A., 2005. *The human impact on the natural environment*. Blackwell Publishing, sixth edition, 362 p.
- Haff, P.K., 2000. Neogeomorphology Prediction, and the Anthropic Landscape. In: *Prediction in Geomorphology*, P.R.Wilcock and R.M.Iverson (Eds), *Geophysical Monograph* 135, American Geophysical Union, pp.15-26.
- Heimsath, A.-M., E. Dietrich, W., Nishiizumi, K. & Finkel, R.C., 1999. Cosmogenic nuclides, topography, and the spatial variation of soil depth. *Geomorphology* 27 (1-2), 151-172.
- Hooke, J.M., 2006. Human impacts on fluvial systems in the Mediterranean region. *Geomorphology* 79, 311-315.
- Joy, T.J., 1982. Accelerated erosion: Process, problems, and prognosis. *Geology* 10, 524-529.

- Kosmas, C., Danalatos, N., Cammeraat, L.H., Chabart, M., Diamantopoulos, J., Farand, R., Gutierrez, L., Jacob, A., Marques, H., Martinez-Fernandez, J., Mizara, A., Moustakas, N., Nicolau, J.M., Oliveros, C., Pinna, G., Puddu, R., Puigdefabregas, J., Roxo, M., Simao, A., Stamou, G., Tomasi, N., Usai, D., Vacca, A., 1997. The effect of land use of runoff and soil erosion rates under Mediterranean conditions. *Catena* 29, 45-59.
- Lagacherie, P., Coulouma, G., Ariagno, P., Virat, P., Boizard, H. and Richard, G., 2005. Spatial variability of soil compaction over a vineyard region in relation with soils and cultivation operations. *Geoderma* 134, 207-216.
- Le Bissonnais, Y., Thorette, J., Bardet, C., Daroussin, J., 2002. L'érosion hydrique des sols en France. Rapport INRA-IFEN, 106 p.
- Martinez-Casasnovas, J.A., Ramos, M.C. and Ribes-Dasi, M., 2002. Soil erosion caused by extreme rainfalls events: mapping and quantification in agricultural plots from very detailed digital elevation models: *Geoderma* 105, 125-140.
- Martinez-Casasnovas, J.A., Concepcion Ramos, M., Ribes-Dasi, M., 2005. On-site effects of concentrated flow erosion in vineyards: some economic implications. *Catena* 60, 129-146.
- Mériaux, S., Chretien, J., Vermi, P., Leneuf, N., 1981. La Côte viticole. Ses sols et ses crus. *Bull. Sci. Bourg.*, 34, 17-40.
- Météo-France, Conseil général de la Côte-d'Or, 1994. Atlas climatique de la Côte d'Or, 130p.
- Minasny, B. & McBratney, A.-B., 1999. A rudimentary mechanistic model for soil production and landscape development. *Geoderma* 90 (1-2), 3-21.
- Moore, I.D. and Burch, G.J., 1986. Sediment transport capacity of sheet and rill flow: application of unit stream power theory. *Water Resources Research*, vol. 22 (8), 1350-1360.
- Morgan, R.P.C., 2005. *Soil Erosion and Conservation*. Third Edition. Blackwell Publishing, 312 p.
- Poesen, J., Nachtergaele, J., Verstraeten, G., Valentin, C., 2003. Gully erosion and environmental change: importance and research needs. *Catena* 50, 91-133.
- Ramos, M.C., Martinez-Casasnovas, J.A., 2004. Nutrient losses from a vineyard soil in Northeastern Spain caused by an extraordinary rainfall event. *Catena* 55, 79-90.
- Schaller, K. & Emde, K., 2000. Investigations on the influence of different soil tillage systems on soil erosion and surface runoff in hilly land sites. In: XXVème Congrès Mondial de la vigne et du vin, Section 1: Viticulture, pp. 107-114.
- Tropeano, D., 1983. Soil erosion on vineyards in the Tertiary piedmontese basin (Northwestern Italy). *Rainfall Simulation Runoff and Erosion*, De Ploey J. (ed.), Catena-Verlag: Braunschweig, pp.115-127.
- Usòn, A., 1998. Medidas de control de la erosión en suelos de viña de las comarcas Anoia-Alt Penedès (Barcelona): Efectividad y viabilidad. Ph.D. Thesis, University of Lleida, Lleida.
- Van Dijck, S.J.E., van Asch, T.W.J., 2002. Compaction of loamy soils due to tractor traffic in vineyards and orchards and its effect on infiltration in southern France. *Soil & Tillage Research* 63, 141-153.

- Vogt, J., 1970. Aspects de l'érosion historique des sols en Bourgogne et dans les régions voisines. *Annales de Bourgogne* 42 (1), 30-50.
- Wainwright, J., 1996. Infiltration, runoff and erosion characteristics of agricultural land in extreme storm events, SE France. *Catena* 26, 27-47.
- Wicherek, S., 1991. Viticulture and Soil Erosion in the North of Parisian Basin; Example: the Mid Aisne Region. *Z. Geomorph. N.F. Suppl.-Bd* 83, 115-126.
- Wischmeier, W.H., Smith, D.D., 1978. Predicting rainfall erosion losses. *UDSA Agricultural Handbook* 537.

1.2. Conclusions.

La quantification des phénomènes d'érosion/dépôt dans une parcelle du versant de Vosne-Romanée a permis de caractériser la dynamique du ruissellement engendrée par un événement climatique intense, et son impact sur le transfert des sédiments associé au ruissellement. Cette dynamique observée à l'échelle d'une échelle permet de caractériser les conséquences des pratiques culturales sur la dynamique de ruissellement, et de préciser la modalité de transfert des sédiments pour un tel événement.

La cartographie montre d'abord que le ruissellement se déclenche et se concentre préférentiellement dans les interrangs, et d'abord dans les interrangs de traitement. Ce phénomène illustre l'impact du passage des engins agricoles sur le tassement des sols, et sur la diminution de la perméabilité des niveaux de surface des sols. La profondeur d'incision des rigoles a en outre révélée la présence d'une semelle de labour enfouie à 10 cm de la surface, et qui constitue une surface de décapage comme en témoigne l'augmentation de la largeur des rigoles avec la distance à l'amont. De tels phénomènes n'apparaissent pas en domaine rang, ni dans les rangs qui ne sont pas des rangs de traitement. Si cet orage a un temps de retour annuel, un tel impact est aussi à nuancer avec la fréquence de passage des engins selon la fonction des rangs d'une parcelle. Une telle configuration est cependant assez rare : les rangs sont généralement fréquentés de la même manière.

Les formes extrêmes du ruissellement observées montrent que les rigoles concentrent les flux hydriques et sédimentaires, et les distances de transfert sont très grandes. Ici, cette redistribution se fait selon un processus très advectif : la distance de transfert n'est bornée que par la rupture de pente, les volumes érodés sont fonction de la distance à l'amont. Les rigoles apparaissent à 30 mètres du bord amont, mais elles transfèrent sans discontinuité (pas de dépôts observés dans les interrangs) jusqu'à l'exutoire. La fraction fine est emportée hors de la parcelle, et s'achemine vers le bas de versant. Ce volume est définitivement perdu, tandis que la fraction grossière est réintroduite dans la parcelle pour combler les rigoles. L'addition de ces deux processus conduit à une ablation finale de sol de 3.9 mm en un seul événement, lorsque seule la surface des rangs avec rigoles est considérée, et de 1.4 mm en considérant la surface totale de la parcelle étudiée. En excluant l'intervention anthropique de ce bilan, cette ablation aurait été respectivement de 4.9 mm et de 1.8 mm.

En considérant que cette parcelle est représentative d'un versant (topographie, substrat) et d'un climat (orage d'un temps de retour annuel), cette quantification montre que l'érosion des vignes est très intense, et que les processus anthropiques, représentés ici par une remontée de terre immédiate après l'événement, le sont aussi puisqu'ils compensent partiellement l'érosion. L'impact d'un tel événement sur la dynamique de versant doit donc être intégré à une échelle de temps plus grande pour en estimer la représentativité.

Chapitre 3

Quantification et spatialisation de l'érosion à une échelle pluri-décennale : le RUM ("Root Unearthing Measurement")

Introduction

A l'échelle de la durée de vie d'une vigne (10-100 années), la redistribution des sédiments à l'intérieur d'une parcelle correspond à l'intégration de tous les événements qui vont éroder, transporter et redéposer les matériaux du sol. Ces événements peuvent être distingués selon leur efficacité dans le transport des sédiments ; des événements de faible intensité, ou de courte durée, n'auront qu'une efficacité limitée, par exemple en se limitant à une diminution de la rugosité des sols par effet splash. Lors des événements orageux, les phénomènes d'érosion se traduisent par une modification importante de la topographie par incision de la surface en rigoles et par l'export des matériaux hors des rangs de vigne selon des processus très advectifs (cf. **Chapitre 2**). S'il est vrai que la littérature sur l'érosion des sols est si riche pour les données ponctuelles d'érosion pour des événements exceptionnels, c'est généralement parce que leur impact sur la dynamique de transfert est gigantesque. Leur quantification traduit un forçage climatique et/ou anthropique sur la dynamique d'un agrosystème. Ce type de données permet en outre d'alimenter les modèles qui vont hiérarchiser les événements en terme de risques et d'impact sur l'environnement. Une des faiblesses de l'approche événementielle repose sur l'impossibilité d'extrapoler les modèles de l'érosion à des échelles de temps plus grandes, mais également sur leur non-reproductibilité dans d'autres contextes. Ces limites tiennent à la variabilité naturelle du climat (intensité, durée, ou « érosivité ») et à celle des propriétés structurales des sols (rugosité, infiltrabilité, cohésion, ou « érodabilité »). Le biais qu'il existe entre les données ponctuelles d'érosion et la dynamique d'un agrosystème « à l'échelle humaine » résulte de la difficulté à préciser la représentativité des événements par rapport à une dynamique moyenne.

Trois éléments expliquent aussi cette difficulté. Tout d'abord, dans les agrosystèmes, la durée de vie des marqueurs du transport des sédiments (incision, rigoles, dépôts) est très courte (Le Bissonais et al., 1998). Généralement, les labours interviennent annuellement voire plusieurs fois par an dans les vignes. Ensuite, l'érosion dite diffuse, bien que très fréquente, est plus difficile à observer et à quantifier. Enfin, ce biais est d'ordre méthodologique, puisque peu de méthodes permettent de suivre le déplacement de la matière sur des échelles de temps qui dépasse la dizaine d'années (Vandaele and Poesen, 1995). L'utilisation de marqueurs de l'érosion des sols à des échelles de temps plus grandes est nécessaire pour d'une part connaître la dynamique moyenne d'un agrosystème, et d'autres parts de connaître la représentativité et l'impact des événements sur ce système à des échelles de temps plus grandes.

Ce chapitre présente une revue des différentes méthodes à des échelles pluri-décennales, la mise au point d'une nouvelle méthode et sa validation sous forme d'un article. L'utilisation du cep de vigne comme marqueur de l'érosion permet de quantifier et de spatialiser (i) les vitesses d'érosion des sols viticoles et (ii) les processus de l'érosion.

3.1. Comment mesurer l'érosion à une échelle-pluri-décennale ?

L'utilisation des marqueurs à une échelle décennale permet de fournir des vitesses moyennes des processus sédimentaires, et donc d'estimer rétrospectivement l'efficacité des événements érosifs dans le bilan sédimentaire si elle est complétée par d'autres méthodes de mesures à des échelles de temps plus courtes. Cette approche permet ainsi de s'affranchir de la variabilité des processus de l'érosion à courtes échelles de temps. La dépendance entre flux et méthodes de quantification des flux est un débat qui est bien illustré dans le cas des chaînes de montagnes (e.g. Kircher et al., 2001), où les vitesses d'érosion des reliefs sont aussi dépendants de l'échelle de temps impliquée dans la mesure. Ce débat est tout aussi pertinent dans l'érosion des versants agricoles (Wainwright et al., 2003).

La quantification des transferts sédimentaires à des échelles décennales se heurte à de nombreuses difficultés d'ordre technique et méthodologiques. D'une part, le suivi des phénomènes de transfert de matière à l'échelle humaine est le plus souvent établi à partir de chroniques qui dépendent de l'assiduité et de la rigueur de l'observateur, et d'autre part, le suivi dans le temps par une instrumentation même simple nécessite son entretien régulier. Les marqueurs passifs des transferts de matière sur des surfaces topographiques peuvent être catégorisés selon leur nature, c'est-à-dire chimique ou végétale.

3.1.1. Les marqueurs géochimiques

Le Césium 137

L'utilisation du Césium 137 comme marqueur passif des transferts de matière à l'intérieur des bassins versants s'est considérablement développée depuis les années 1990, et a constitué une révolution dans le monde de la quantification de l'érosion des sols.

Ce radionucléide artificiel ($T_{1/2} = 30$ ans), issu de la fission nucléaire utilisée dans les bombes et dans les centrales électriques, a connu deux phases d'émission à la surface de la Terre : les essais nucléaires débutés en 1954, et l'explosion de la Centrale de Tchernobyl en 1986. En circulant avec les courants atmosphériques, puis en retombant avec les précipitations, le ^{137}Cs s'est accumulé dans les sols à la surface de la Terre de manière hétérogène, en fonction de la proximité des points de contamination, des vents et des précipitations. A une échelle locale cependant, par exemple à l'échelle d'un versant agricole, la quantité de Césium reçue par unité de surface de sol peut être considérée comme homogène (variation de 10 à 30%). Sa fixation aux fractions argileuses dans les cinquante premiers centimètres du sol permet donc au ^{137}Cs d'être quantifié par la mesure de la radioactivité du sol (McHenry and Ritchie, 1977 ; Quine, 1989 ; Walling and Quine, 1990 ; Quine and Walling, 1991 ; Ritchie and McHenry, 1990).

La migration des matériaux de sol, dont la fraction fine est la plus susceptible d'être transportée par le ruissellement, va modifier la quantité et la distribution du ^{137}Cs dans le sol. Cette modification se fait verticalement par ablation du sol ou épaissement, horizontalement par redistribution de la matière dans un espace (champ, bassin versant), et quantitativement par augmentation ou diminution de la quantité totale de ^{137}Cs en un point de l'espace. En se référant à un point de référence, où il n'y a eu aucun remaniement sédimentaire (érosion, transport, dépôt) et/ou anthropique (labours), la profondeur maximale du ^{137}Cs dans le sol permet de connaître la variation de la topographie. La connaissance de la distribution de ^{137}Cs dans les sols (Figure 3.1) permet d'estimer la quantité de matériau déplacé depuis les premières émissions de ^{137}Cs dans l'atmosphère, c'est-à-dire obtenir une image de la redistribution de matière à l'intérieur d'une parcelle ou d'un bassin versant depuis les années 1950 (1954 exactement ; Navas et al., 2004).

Les mesures de l'activité du ^{137}Cs peuvent être utilisées de deux manières, l'une qualitative, l'autre quantitative. La première utilisation s'appuie sur les profils du ^{137}Cs , en se référant à un profil idéalement logarithmique qui fournit le profil de distribution de ^{137}Cs dans un sol, pour estimer la tranche de sol qui a été remaniée par érosion ou dépôt (Figure 3.1). Généralement, la résolution verticale est de 5 cm.

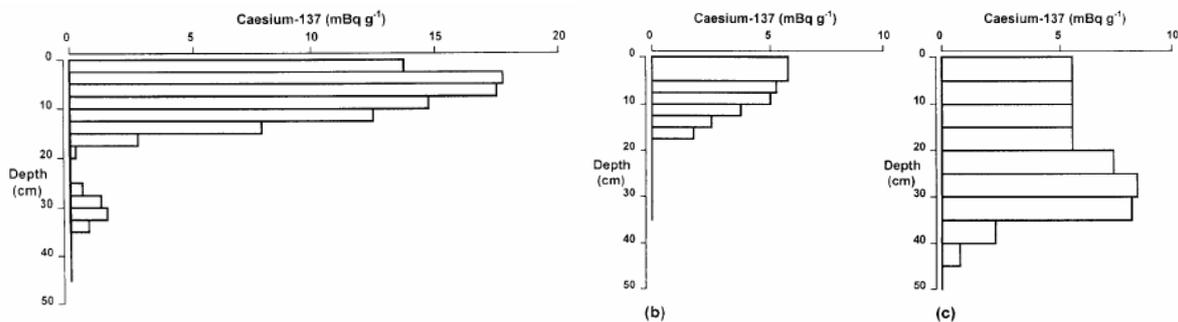


Figure 3.1. Distribution verticale du ^{137}Cs dans des sols sur less en Chine (In : Zhang et al., 1998). (a) : site de référence, avec diminution du ^{137}Cs depuis la surface jusqu'à 35 cm de profondeur ; (b) : site en érosion, avec ablation des 15 premiers cm; (c) site en accumulation, avec dépôt de 10 cm de sol.

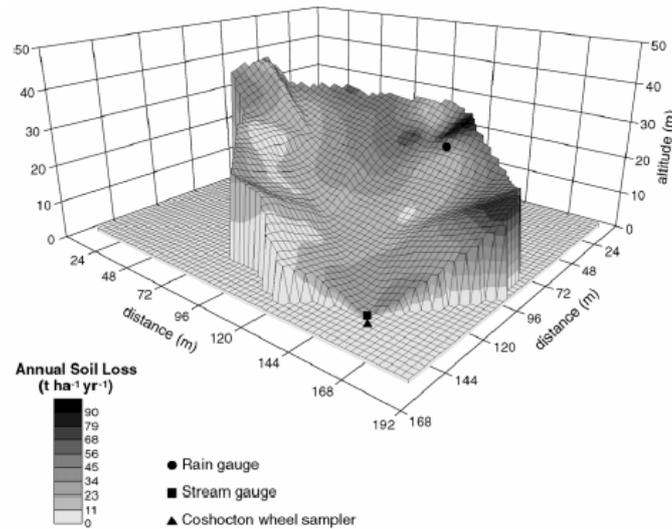


Figure 3.2. Cartographie d'un versant en Calabre (In : Porto et al., 2001). La résolution d'échantillonnage est d'une vingtaine de mètres. Ici, la variabilité des vitesses d'érosion est liée à celle du couvert végétal.

La répétition des mesures permet d'obtenir une image de la distribution des processus érosion/transport/dépôt, d'autant plus précise que la résolution est forte. On peut ainsi cartographier la redistribution des sédiments à l'échelle d'un bassin versant ou d'une parcelle (Figure 3.2), en reliant taux de ^{137}Cs et flux sédimentaire.

La seconde approche va considérer la mesure de l'activité totale de rayonnement dans le sol (par unité de surface), qui est théoriquement proportionnelle à la quantité préservée dans le sol. On suppose alors que le rayonnement total reflète la quantité totale. Cette méthode est alors plutôt employée dans le cas de sols remaniés par l'agriculture car les profils n'ont pas d'importance puisque les labours vont homogénéiser la couche supérieure (Brown et al., 1995). La mesure du rayonnement total peut être alors utilisée pour tester des paramètres topographiques, comme la courbure topographique (Figure 3.3).

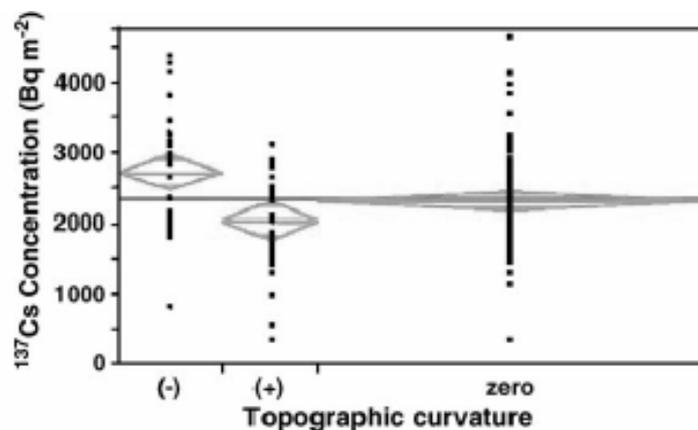


Figure 3.3. Distribution de la quantité de ^{137}Cs sur un versant non-anthropisé du Kansas, en fonction de la courbure topographique (In : Kaste et al., 2006).

Ici, sur une cinquantaine d'années, les effets de la courbure topographique sont restitués dans la variation de l'activité du césium, avec une augmentation de la teneur sur les profils concaves (-) et une diminution sur des profils convexes (+) par rapport à des profils plans.

La conversion des mesures de ^{137}Cs dans le sol en flux sédimentaire est en revanche encore beaucoup discutée. En effet, pour calibrer ces mesures, le transport des sédiments est supposé être indépendant de la granulométrie ; si tel n'est pas le cas, il est alors nécessaire de connaître la granulométrie d'origine et la comparer à l'actuelle, pour connaître le type de sédiments qui ont été privilégiés par le transport. En outre, il existe actuellement plusieurs modèles de conversion des taux de ^{137}Cs en érosion (Walling et Quine, 1990; Chappell, 1999 ; Porto et al., 2003 ; Heuvelink et al., 2006). Le ^{137}Cs est un excellent traceur qualitatif qui permet de spatialiser les phénomènes redistribution des sédiments et permet de partitionner les processus d'érosion et de dépôt en se référant à une valeur référence. Certaines approches permettent d'affiner et de préciser la signification des mesures de ^{137}Cs (Porto et al., 2001 ; Ritchie et al., 2005). A l'heure actuelle, cette conversion est encore sujette à de nombreux débats qui devraient s'estomper avec la multiplication des données (Chappell, 1999 ; Porto et al., 2003). La résolution spatiale de cette approche est fortement limitée par le temps et le coût nécessaires à une campagne de mesures.

Est-il possible d'utiliser la mesure du Césium dans les vignes ? Hilfiker et Dominik (1989) ont quantifié l'activité du ^{137}Cs sur des sols viticoles du canton de Vaud (Suisse) quelques mois après l'accident de Tchernobyl. Cette étude a permis de tester la faisabilité de l'utilisation des isotopes du césium pour quantifier l'ablation des sols. Les mesures ayant été réalisées peu de temps après la catastrophe, les profils de radioactivité reflétaient une distribution peu remaniée par les labours (mais déjà remaniée par l'érosion), et les auteurs insistent sur le fait que cette méthode s'applique mal aux sols « faiblement ou moyennement érodés ». L'utilisation du ^{137}Cs dans les vignes a été testée en Australie sur des vignobles sur pentes modérées (Krause et al., 2003 ; Loughran and Balog, 2005). Outre le fait que les flux calculés marquent une sensibilité extrême des sols à l'érosion par rapport à d'autres contextes d'occupation des sols, et que les valeurs des flux sont extrêmement homogènes pour l'ensemble des mesures effectuées, ils mettent en évidence l'impact de l'enherbement sur la limitation du ruissellement et de l'érosion (comparaison de l'activité totale avant et après enherbement). Les données ne permettent pas en revanche de relier les flux avec des paramètres topographiques. Plusieurs raisons peuvent expliquer cette non-relation. D'une part, les intenses remaniements de sols (labours, griffages, remontées de terre) font que les horizons des sols viticoles sont susceptibles d'être très perturbés. D'autres parts, le ^{137}Cs s'appuie sur la mesure de la radioactivité dans les fractions fines des sédiments. Les labours ont pour effet de réhomogénéiser les horizons les plus superficiels, et donc vont potentiellement diminuer la teneur en ^{137}Cs . La connaissance de l'impact des labours sur la redistribution des sédiments (verticalement mais également horizontalement entre le rang et l'interrang) est donc préalablement nécessaire à toute campagne de mesures.

Les autres marqueurs chimiques

D'autres traceurs géochimiques d'origine naturelle ou anthropique existent pour tracer la diffusion des sédiments sur les versants sur des échelles pluri-décennales, comme le ^{210}Pb ($T_{1/2} = 22,3$) et le ^7Be ($T_{1/2} = 53$ jours) (Hilfiker et Dominik, 1989 ; Whiting et al., 2001, Walling et al., 2003). Des études ont couplées la mesure de l'érosion en utilisant plusieurs marqueurs géochimiques (Walling et al., 2003; Zhang et al., 2006). L'étude de Van der Perk et Jetten (2006) sur des parcelles viticoles du Sud de la France ont montré que la distribution et la quantité de cuivre (introduites par la « bouillie bordelaise ») dans les horizons de surface peut être simplement reliée à un modèle prédictif de l'érosion. En comparant cette distribution spatiale à la perte en sol théorique, il est montré que la mesure de la redistribution du cuivre dans les parcelles permet de fournir une image de l'intensité des processus d'érosion à l'échelle d'une parcelle (Figure 3.4).

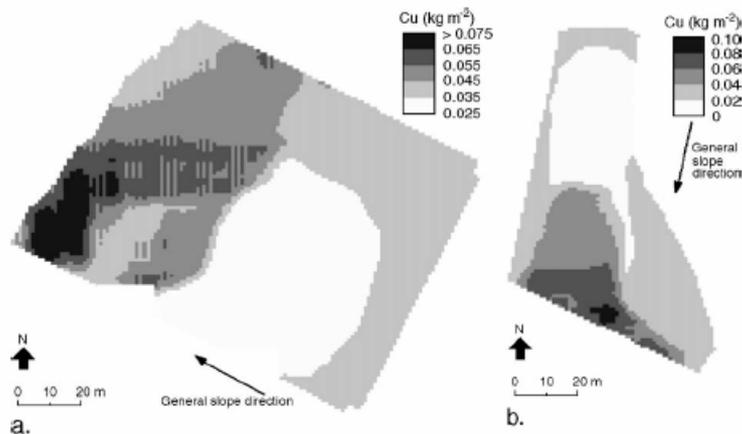


Figure 3.4. Distribution de la quantité de Cu dans les horizons de surface de deux parcelles viticoles dans le Sud de la France. Ici, les rangs sont dans le sens de la pente. Cette distribution répond à des modèles empiriques de l'érosion (In : Van der Perk and Jetten, 2006).

3.1.2. Les marqueurs végétaux (dendrogéomorphologie)

L'utilisation des végétaux comme marqueurs de l'érosion est une ancienne idée (LaMarche, 1961; 1963; 1968; Alestalo, 1971; Carrara and Carroll, 1979; Shroder, 1980; Neboit, 1991). Les végétaux dont les appareils racinaires et aériens sont morphologiquement différents permettent d'avoir un repère spatial marquant le niveau du sol lors des premiers temps de croissance. Les processus d'ablation de la surface mettant à nu le système racinaire permettent donc d'obtenir une mesure directe de la vitesse d'ablation du sol lorsque l'âge du végétal est connu. La Figure 3.5 illustre différents cas de déchaussement de systèmes racinaires. L'emploi des méthodes basées sur les marqueurs végétaux pour quantifier ou dater les événements sédimentaires est appelée de manière générale « dendrogéomorphologie » (Alestalo, 1971 ; Gärtner, 2006). Cette méthode est fondée sur le principe de la lecture du déchaussement du système racinaire (ou de son enfouissement) qui permet de

quantifier la modification totale de la topographie. L'avènement de la dendrochronologie au cours de ces dernières décennies a permis de renforcer considérablement cette science au moyen de l'étude des cernes de croissance.

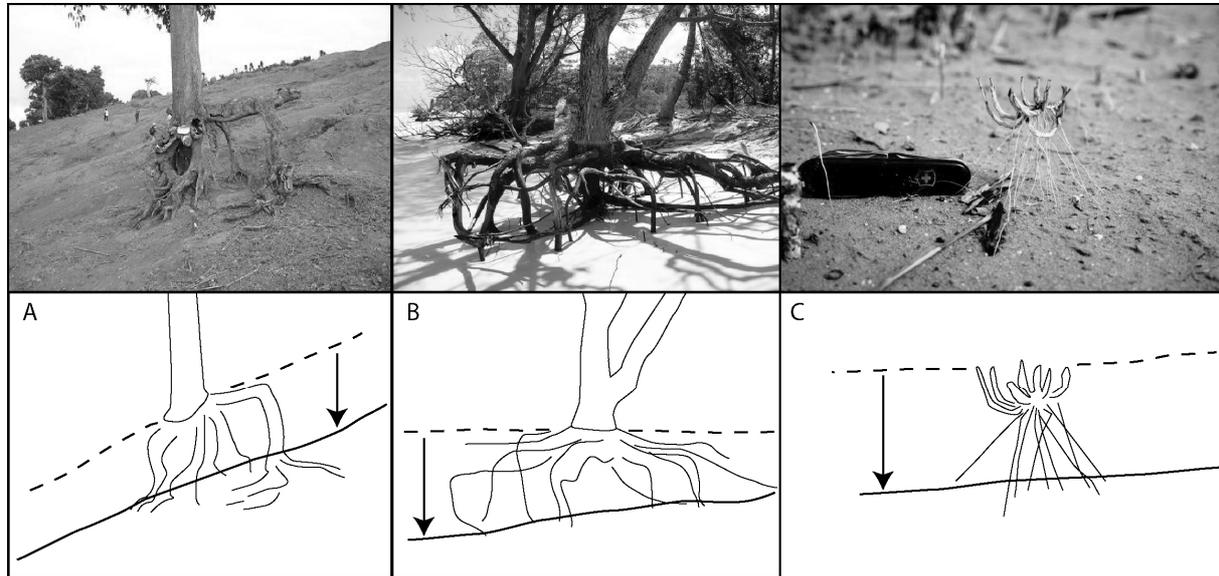


Figure 3.5. (a) Le déboisement intensif de certains versants pour l'exploitation des sols ou des forêts conduit à des phénomènes intenses de ruissellement. Ici le niveau du sol s'est abaissé d'un mètre. (<http://www.unr.nevada.edu/saiwi~/projects/haiti.html>); (b) érosion d'une plage sous les tropiques; (c) Une tempête de vent a ici mis à nu les racines d'herbes. L'incendie qui a précédé cette tempête a marqué le niveau initial du sol en brûlant les herbes aériennes (http://www.weru.ksu.edu/pics/great_plains/roots.html).

Une des premières applications de ces méthodes a été de dater les mouvements de terrain en domaine montagneux. La date d'inclinaison des arbres suite à des mouvements de terrain, puis leur lent redressement à la verticale peut être déterminée grâce à la géométrie de croissance des cernes (Astrade et al., 1998). Dans le même ordre d'idée, on peut contraindre les vitesses d'érosion des sols par l'étude de l'arborescence végétative des arbres et des racines. On peut ainsi déterminer les vitesses de croissance des ravines par l'établissement de la chronologie de développement des branches arbustives qui s'effondrent dans les chenaux (Vanderkerckhove et al., 2001). De la même manière, cette méthode peut être appliquée aux racines adventives qui permettent de retracer les phases d'ablation et d'enfouissement le long de profils verticaux réalisés le long des racines majeures des arbres (Lamarche, 1963, 1968 ; Hupp and Carey, 1990 ; Strunk, 1997 ; Pelfini and Santilli, 2006). Enfin, une analyse détaillée des cernes de croissance et des anneaux qui le composent ont permis à Bodoque et al. (2005) de proposer des vitesses d'ablation des sols par étude du changement de croissance des cernes des racines lors de leur mise à nu (Figure 3.6).

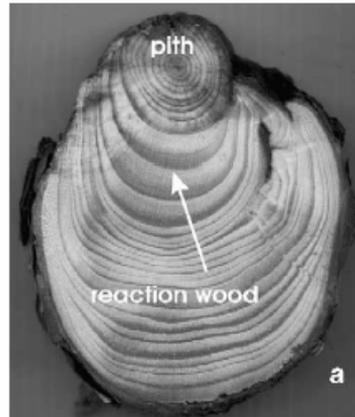


Figure 3.6. La mise à nu des racines d'un chêne provoque un accroissement excentrique tandis qu'il est concentrique lorsque les racines sont enfouies. On peut alors dater l'année d'exposition des racines, et donc proposer des vitesses d'ablation du sol (In : Bodoque et al., 2005). Ici, le déchaussement a provoqué la croissance des cernes vers le bas.

Dans les vignes, il est possible d'observer l'ablation des sols au moyen du déchaussement des ceps de vigne (Neboit, 1983 ; Brenot, 2003). Le niveau du greffon, correspondant à la marque de greffe d'un sarment de vigne sur un porte-greffe, doit être positionné au niveau de la surface de la surface du sol lors de la plantation. La mise à nu du porte-greffe fournit donc une estimation de la quantité de terre qui a été érodée au niveau du cep de vigne. Comme cela est montré sur la Figure 3.7, on peut estimer l'ablation du sol par la lecture du déchaussement du pied de vigne.

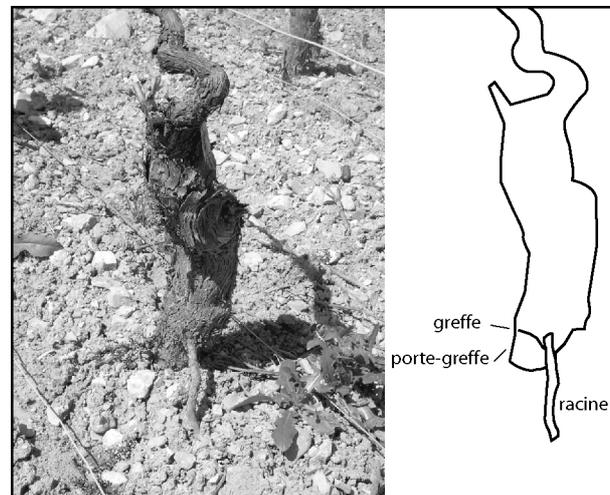


Figure 3.7. Déchaussement d'un cep de vigne à Monthélie. La racine qui s'est développée sur le greffon indique que la surface du sol a atteint ce niveau à un instant donné.

Cette idée a été développée dans ce travail par la mise au point d'une méthode de quantification des vitesses d'érosion des sols viticoles.

3.2. Mise au point d'une méthode : le RUM (« Root Unearthing Measurement »)

3.2.1. Principes

L'idée de mesurer l'érosion des sols au moyen des marqueurs végétaux est une idée qui est apparue dans le courant des années 60. Elle repose sur le fait que les végétaux possèdent une partie aérienne et une partie souterraine. La limite entre les deux parties est physiologiquement marquée (« bourrelet ») car les systèmes de croissance des tissus végétaux sont différents. Il est possible de s'appuyer sur cette différence pour pouvoir considérer la limite entre les deux parties comme repère du niveau du sol lors des premiers temps de croissance du végétal.

Deux types de démarche sont alors possibles par la lecture de la position du bourrelet :

1. Datation des événements ou des phases d'exhumation ou d'enfouissement
2. Quantification de l'exhumation ou de l'enfouissement.

Sur les versants viticoles, l'emploi de la technique du greffage d'un greffon sur un porte-greffe et les conditions de plantation sur les versants viticoles de Côte d'Or ont justifié l'exploration et l'utilisation de ce marqueur pour étudier le signal de l'érosion et quantifier l'érosion sur des échelles pluri-décennales.

L'usage de la technique de la greffe est apparu en France suite aux crises du Phylloxera de la fin du 19^{ème} siècle. Le vignoble bourguignon n'ayant pas résisté à ce parasite (pertes estimées jusqu'à 40% de la surface en vigne), l'utilisation du porte-greffe « américain » permettait de régénérer le vignoble de manière rapide et efficace (voir **Chapitre 1**). Ce porte-greffe est une variété sauvage de *Vitis*, résistant au parasite, et n'existait seulement qu'aux Etats-Unis où elle fut découverte à la fin du 19^{ème} siècle. Il s'imposait donc naturellement en remplacement de la technique du provignage qui consistait à réenterrer les sarments d'un pied de vigne pour donner naissance à un nouveau pied, le sarment développant ses propres racines. Le porte-greffe américain s'est imposé jusqu'à devenir l'unique méthode de plantation des ceps de vigne en France et dans le monde, à l'exception du Chili et de certains terrains sableux.

Les greffons génériques sont fabriqués en pépinières. Ils correspondent à la greffe d'un cépage (selon la demande du viticulteur) sur une racine « américaine ». Le porte-greffe et le greffon assemblé, le futur cep mesure alors une trentaine de centimètres. Lors de la plantation des nouveaux greffons dans une parcelle, les viticulteurs doivent veiller d'une part à ce que le porte-greffe ne dépasse pas hors du sol, ce qui pourrait induire un dessèchement du greffon, et d'autres parts à ce que le greffon ne soit pas enfoui dans le sol, ce qui pourrait induire un développement des racines sur le greffon, et donc annihiler le rôle protecteur du porte-greffe. Ainsi, il est imposé aux viticulteurs à ce que la marque de la greffe (« collet ») soit légèrement située au dessus de la surface du sol, et la règle agronomique veut

que la distance entre le greffon et le sol soit de 1 centimètre. Sur le terrain, cette distance théorique est visible immédiatement lors de la plantation, et le niveau de la greffe est matérialisé par un bourrelet entouré d'une cire protectrice contre le gel (Figure 3.8). La partie végétative du porte-greffe ayant été coupée, l'accroissement de la taille du bourrelet n'est alors que horizontale (dicotylédone). Les racines secondaires vont pousser sans modifier la position de la greffe, tandis que le greffon va croître verticalement selon les techniques de taille.

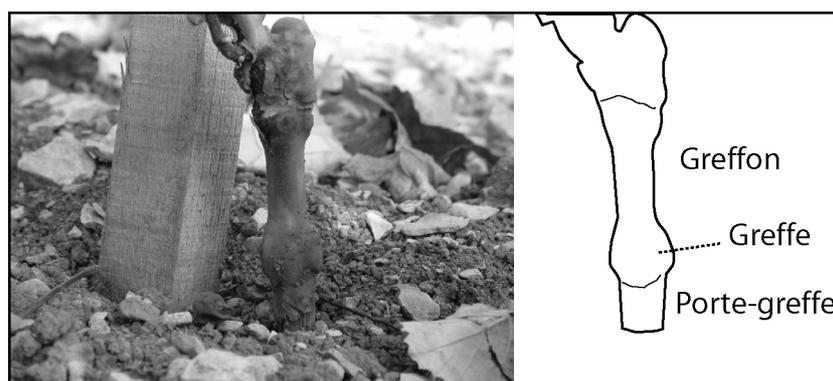


Figure 3.8. Greffon immédiatement après la plantation (Monthélie). Le bourrelet indique le niveau de la greffe, et est situé à 1 centimètre au dessus de la surface du sol. (Rajouter marque du greffon).

Avant toute nouvelle plantation, la parcelle est d'abord labourée. La topographie moyenne de cette surface constitue la surface de référence pour la plantation des nouveaux ceps de vigne (Figure 3.9). L'utilisation du niveau repère du greffon qui enregistre la position de cette surface lors de la première plantation permet donc de connaître la variation d'altitude au cours du temps, à une résolution du mètre carré, et sur des échelles de temps qui peuvent aller jusqu'à 80 années au maximum.



Figure 3.9. Surface labourée puis griffée avant une nouvelle plantation (Monthélie, Le Clou des Chênes).

Sur le terrain, la mesure du déchaussement consiste à mesurer la distance qui sépare le niveau du greffon de la surface actuelle avec un décimètre. La mesure est faite sur la face avale du porte-greffe, l'angle entre la surface et le porte-greffe induisant une différence dans le déchaussement. Les mesures sont faites par circulation dans les rangs, dans les deux sens. La mesure n'est pas prise dans les cas de figures suivants : illisibilité (en général ceps trop âgés ou morts), ceps jeunes (marges d'erreur trop importante), ceps butés ou débutés, ceps plantés tardivement (coexistence de plusieurs générations de ceps). Ces différents cas de figures représentent en moyenne 10 à 15% de la population des ceps dans une parcelle. Les mesures sont reportées sur carnet de terrain, avec indications de la localisation des piquets pour les repères spatiaux. A partir de ces matrices, les données sont intégrées à un fichier XYZ où X représente le numéro du rang depuis le bord gauche de la parcelle, Y représente le numéro du cep (position) depuis le bord inférieur. Les coordonnées maximales indiquent donc le nombre de rang et le nombre de cep par rang. Z représente les valeurs de déchaussement. Ainsi, le cep situé dans le coin gauche supérieur de la parcelle aura les coordonnées (1,1, RUM).

Le fichier XYZ est alors visualisé sous format GRID, cette étape permettant de mettre en évidence des erreurs dans la copie des données de terrain (valeur aberrantes, mauvaise position, décalage...). Le fichier est à nouveau exporté en fichier XYZ, où X représente alors le numéro du rang et Y la distance à l'amont.

Le déchaussement des pieds de vigne correspondant à l'abaissement de la topographie au cours du temps, il est nécessaire de connaître la date de plantation des ceps. Lorsque cet âge est fourni par les viticulteurs, deux cas de figures se sont présentés : il peut être donné avec certitude parce qu'il est récent ou parce que l'année de la plantation correspondait avec un autre événement (politique, etc.). Il peut également être fourni avec une incertitude qui peut atteindre 5 années. Pour un grand nombre de parcelles cependant, il a été impossible de connaître l'âge exact des ceps. Cette situation s'explique le plus souvent par le changement de propriétaire des parcelles, ou encore parce que les propriétaires ne sont pas les exploitants. Il a ainsi été souvent très difficile de mettre un nom sur une parcelle, mais également de trouver la personne qui a effectué la plantation. Ces investigations souvent infructueuses ont forcé la mise au point d'une méthode – non-destructrice – de datation des ceps de vigne par la mesure de leur diamètre (**cf. Annexes 5**). Les valeurs de déchaussement ont été divisées par l'âge pour fournir des vitesses de déchaussement en mm.an^{-1} .

Une série de mesures a été réalisée sur un échantillon de 500 ceps pour estimer la marge d'erreur sur la mesure RUM. A une heure d'intervalle, la corrélation est de 0,94. Cette dernière différence, que l'on peut attribuer à l'interprétation de la mesure (orientée au centimètre inférieur ou au centimètre supérieur), engendre une différence de 1 à 3,2% sur les volumes érodés (2,3% sur une heure). De la même manière la hauteur de plantation a été mesurée sur un échantillon de 116 ceps. La moyenne est de 1,67 +/- 1,57 cm, avec une médiane à 1 cm. Enfin, la corrélation des mesures RUM est de 0,83 à 0,87 à une année d'intervalle.

La mise au point de cette méthode et la présentation de son application pour sa validation sont présentées dans un article soumis à *Geomorphology*.

3.2.2. Article 2 (soumis à *Geomorphology*, accepté avec révisions majeures): Quantification et spatialisation de l'érosion à très haute résolution par la mesure du déchaussement des pieds de vigne: vitesses d'érosion des versants viticoles de Bourgogne.

Erosion rates and sediment budget established at meter-scale resolution using vine roots on the hillslopes of the Burgundian vineyards.

Résumé : La quantification de l'érosion des sols sur des échelles pluri-décennales se heurte tant à des problèmes d'ordre méthodologique qu'aux difficultés d'extrapoler les mesures de flux sédimentaires à haute résolution, en raison de la de la variabilité des processus sédimentaires dans le temps et dans l'espace.

L'utilisation d'un biomarqueur, le cep de vigne, pour quantifier les variations verticales de la surface des sols viticoles, permet de calculer des vitesses d'érosion depuis l'échelle du m² jusqu'au versant, sur plusieurs décennies, sans variation de résolution. L'application de cette méthode à une parcelle de Monthélie (Bourgogne, France) a permis de calculer des vitesses d'érosion des sols pour une parcelle sur fortes pentes, et sur 20 ans. Ces vitesses sont de l'ordre de plusieurs millimètres par an. En comparant le signal spatial de l'érosion sur plusieurs décennies et à l'échelle d'un événement, il est montré que le déchaussement reflète les processus les plus efficaces dans le transfert des sédiments, et permet de les spatialiser.

Son utilisation, simple et efficace, offre de nombreuses applications.

Erosion rates and sediment budget established at square meter-scale resolution using vine roots on the hillslopes of the Burgundian vineyards

Jérôme Brenot ^{a,*}

Amélie Quiquerez ^a

Christophe Petit ^b

Jean-Pierre Garcia ^a

^a UMR CNRS 5561 Biogéosciences, Université de Bourgogne, 6, Boulevard Gabriel, 21000 Dijon, France

^b UMR CNRS 5594 Archéologie, Cultures et Sociétés, Université de Bourgogne, 6, Boulevard Gabriel, 21000 Dijon, France

* Corresponding author:

UMR CNRS 5561 Biogéosciences, Université de Bourgogne, 6, Boulevard Gabriel, 21000 Dijon, France

E-mail : jerome.brenot@u-bourgogne.fr

Abstract

We present a new, simple but highly efficient and cost-benefit method to quantify erosion and deposition rates, based on vine-root unearthing measurements, for spatial scales ranging from plot to hillslope, and for time scales ranging from one hydrologic event to the centennial scale. This method was applied to a plot located on the hillslopes of the Burgundian vineyards (Monthélie, France) by measuring 4328 vines. The net exported soil loss is estimated at 143 m³, corresponding to a mean topographic lowering of 3 ± 1 cm over 20 years and to a mean erosion rate of 1.5 ± 0.3 mm.yr⁻¹. By permitting the visualisation of sediment distribution at square-meter resolution, this approach offers new insights and possibilities for documenting erosion patterns, to explore the spatial distribution of erosion processes and the time scales at which they operate.

Keywords: sediment flux quantification, spatially-distributed erosion patterns, hillslopes, vineyards.

Introduction

Quantification of sediment flux for various times and spatial frames are crucial to the understanding of how the Earth surface system operates (Einsele and Hinderer, 1997). In agricultural lands, such quantification is essential to monitor and predict the current soil degradation for improving soil management and for soil conservation planning (Wischmeier and Smith, 1978; Goudie, 2005; Morgan, 2005). Indeed, sediment exportation has direct consequences on soil conservation either in term of quantity since soil surface is removed, but also in quality since the soil fertility is affected because of nutrient loss. Irreversible soil degradation may have important environmental, economic and social impact damage (Fournier, 1971; Joy, 1982; Haff, 2000; Le Bissonnais et al., 2002), making sediment flux measurement as a major problem for sustainable agriculture.

Conventional measurement methods employed to infer sediment flux are extremely sensitive to the time scale involved, *i.e* scale from a single rainstorm to several decades, and to their spatial scales, *i.e.* from plot studies to regional basin scales (Fig. 1). Flux-based (Verstraeten and Poesen, 2001), “surface elevation change-based” (Martínez-Casasnovas et al., 2005), and geochemical methods (Quine and Walling, 1991; Kirchner et al., 2001) are the most frequently used.

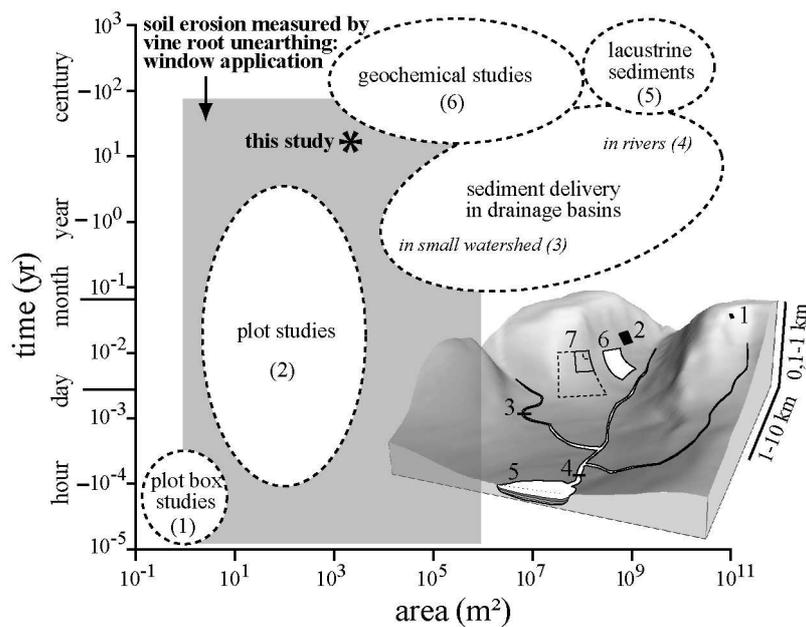


Figure 1. Conventional methods used to quantify soil erosion, depending on their spatio-temporal scales, after Verstraeten and Poesen (2001) (modified). (1) Verstraeten and Poesen, 2001; (2) Buoncristiani et al., 2002; (3) Kirchner et al., 2001; (4) Martínez-Casasnovas et al., 2005; (5) Quine and Walling, 1991 ; (6) Battany et al., 2000; (7) this study. The RUM method can be used for a temporal window ranging from one hydrological event to the centennial time scale, and for a spatial window ranging from the square meter to the hillslope. Field applications are represented on a DEM.

The principle of flux-based methods is based on direct river load gauging in watersheds on small or large drainage basins (Meade, 1988; Einsele and Hinderer, 1997). Measurements are then converted into erosion rates, but only for the last hundred years, at best (Verstraeten and Poesen, 2001). For a longer term, *i.e.* centennial to millennial time scales, erosion rates are calculated from the quantification of sediment volume preserved in lakes or other similar reservoirs (Einsele and Hinderer, 1997; Buoncristiani et al., 2002). Whatever the time scale, such methods only provide spatially averaged rates, representative of the whole catchment, since sediment production area is assumed to be constant at the drainage area scale. Other limits of the method lie in the scarcity of the data. Sediment budget may be biased, and commonly underestimated, because of poor localization of the contributing zones, or because of sediment trapping upstream within the catchment area (Sirvent et al., 1997; Verstraeten and Poesen, 2001), or because of temporal variations in sediment delivery (Kirchner et al., 2001; Wainwright et al., 2003).

Estimates of short-term erosion rates may be derived from “surface elevation change-based” methods, which measure the topography evolution on hillslopes through time. For example, surface lowering or aggradation rates are quantified from DEM or profilometer analysis (Sirvent et al., 1997; Martínez-Casasnovas et al., 2002; Martínez-Casasnovas et al., 2005; Rejman and Brodowski, 2005). Spatially distributed data can be acquired, but only for very specific spatio-temporal scales, *e.g.* for a single rainstorm event within experimental plots (Martínez-Casasnovas et al., 2005), or for an annual time scale and over hillslopes (Sirvent et al., 1997; Vandaele et al., 1996). Other problems spring from the installation and calibration of unstandardized measurement devices, potentially influencing the accuracy of the data (Wainwright, 2003; Stroosnijder, 2005; Boix-Fayos et al., 2006).

Geochemical methods have been widely used to assess erosion rates in the last 10 years for a large range of time scales, exploiting the various properties of geochemical isotopes. Radio-nuclide measurements such as ^{137}Cs have increasingly been used to determine erosion rate at a decennial time scale (Quine and Walling, 1991; Ritchie et al., 2005). *In-situ* produced cosmogenic nuclide methods are preferred for estimations at 10^3 to 10^5 yr time scales (Lal, 1991; Hewawasam et al., 2003), whereas long-term erosion rates (1-10 Myr) are inferred from fission-track thermochronology methods or other radiometric dating (Sweetkind and Blackwell, 1989; Kirchner et al., 2001). Spatial scales range from the agricultural plot for ^{137}Cs up to the basin scale for cosmogenic nuclides. Except for very specific cases such as ^{137}Cs , where it is possible to trace sediment movement along cross-sections (Quine and Walling, 1991; Ritchie et al., 2005), such methods only provide whole-catchment erosion rates, due to the scarcity of intrasite sample data, for technical or financial reasons (Stroosnijder, 2005).

Temporally and spatially- distributed data may also be inferred from the identification of bio-markers by using dendrogeomorphology methods for decennial to millenium time scales (Lamarche, 1968; Alestalo, 1971; Carrara and Carroll, 1979). The dendrogeomorphic approach, which has been many time proven to be very useful, uses tree ring characteristics to assess estimates of geomorphic

process rates, *e.g.* erosion rates (Carrara and Carroll, 1979; Bodoque et al., 2005), accumulation rates associated with flooding (Martens, 1993) or mass movements (Strunk, 1997). Aggradation or degradation processes are directly inferred from the position of the root collar, considered as fixed spatial reference, relatively to the current ground surface. This method is however dependent on the distribution and preservation of trees in time and space, and of the environment control of ring morphology.

Although all these methods have been shown to be successful, they only permit assessment of erosion rates that are, for whatever reasons, either punctual, or spatially distributed but biased, or spatially averaged at the whole-catchment scale. As yet, no simple direct method exists that provides precise spatially-distributed erosion rates. However, there is a need to develop and evaluate methodologies to monitor and infer soil degradation rates and soil redistribution on different landscapes since they are key factors from monitoring and assessing soil quality.

In this paper, we propose a novel method that uses vine-root unearthing as a soil-loss marker to assess erosion rates at a square-meter resolution, and that fills the gap between spatial scales ranging from the plot scale to hillslopes, and from hydrologic events to centennial timescales (Fig. 1). After describing the method, we present the results of a soil-loss quantification at a 20-yr time scale, performed on a 0.45 ha plot in a Burgundian vineyard. Indeed, soil degradation in vineyards context, although representative of a modest extension of agricultural land, *i.e.* of 8.10^6 ha over the world, has been particularly pointed by several authors as a context, extremely favourable for soil loss in comparison with other agricultural land, and where intensive erosion phenomena represent a critical situation for soil preservation (Kosmas et al., 1997; Le Bissonnais et al. 2002; Brenot et al., 2006; Hooke, 2006). We finally discuss the accuracy of the method, and the new possibilities that this method offers to improve documentation of erosion patterns and processes over hillslopes at a square-meter scale.

1. Study area

This method was applied to a plot on the hillslopes of Monthélie (Fig. 2), in the Côtes de Beaune area (Burgundy, France). The hillslopes, induced by the Bressan rifting, constitutes the eastern border of the Burgundy plateau. Vine-growing has developed on a fault-scarp relief since the Middle-Ages and Roman times (Dion, 1959; Lebeau, 1986). The landscape is characterised by a vine monoculture where the parcellar limits, *i.e.* walls and paths, are the exclusive discontinuities along the hillslopes since the *Phylloxera* crisis by the end of the 19th century. These hillslopes where vines are cultivated are covered by a silty-clayey calcosol, devoid of pedogenetic segregation, that develops on Jurassic marls. Measured soil bulk density values vary between 1.25 and 1.5.

The vine stocks are planted parallel to the slope which give propitious conditions for sediment exportation (Fig. 2). Non-grassed inter-rows, slope-oriented rows, chemical weeding, and very

superficial tilling/ploughing occurring one or twice a year, are the dominant agricultural practices. Such conditions are met in the parcel selected for the study.

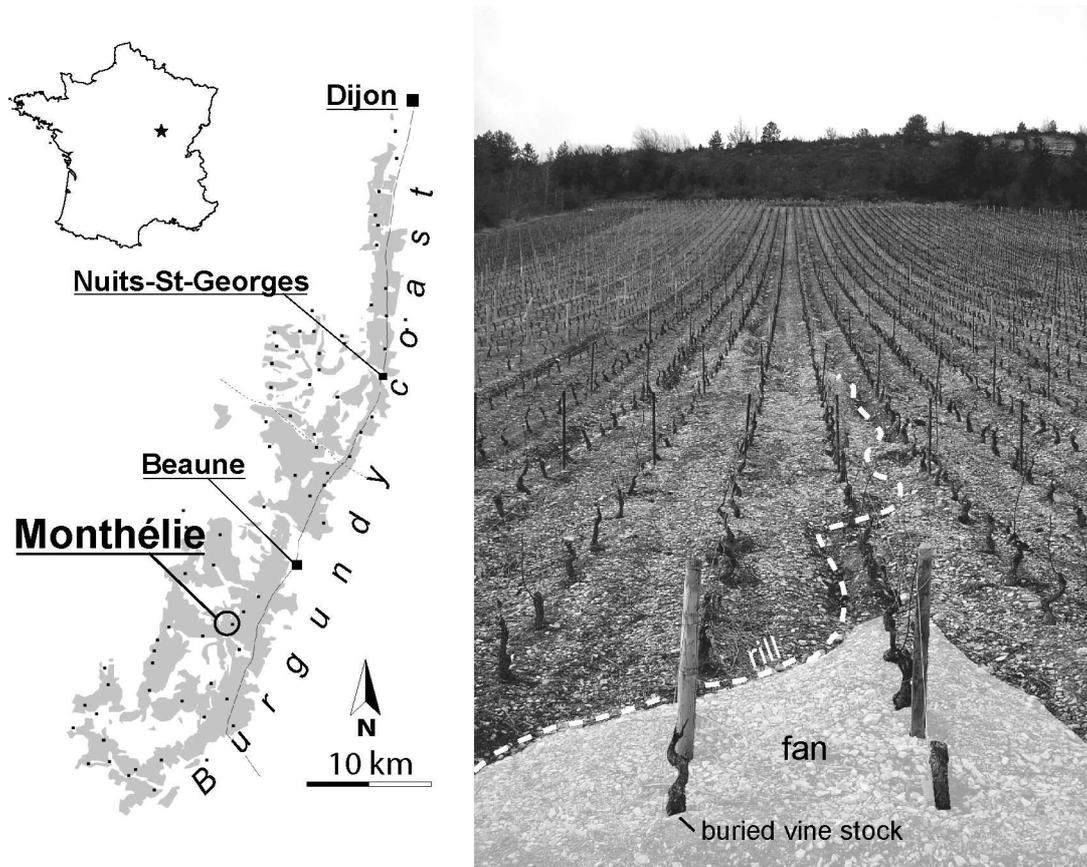


Figure 2. Location of the studied plot in the burgundian vineyards. Monthélie is located in the “Côte-de-Beaune” vineyard area. On the right, photograph of the study plot on the hillslope of Monthélie (Burgundian vineyards). Rills grow preferentially in the inter-rows whereas fans develop downslope.

2. Vine-roots as soil-lowering markers

The principle of soil-loss measurement, similar to that used by dendrogeomorphology methods, is based on the unearthing of vine-roots (Root Unearthing Measurement, “RUM”), considered as a passive marker of soil-surface vertical displacement since the year of plantation (Fig. 3).

Vine anatomy and plantation practices in Burgundian vineyards justify the use of such a method. The anatomy of grafted vines can be divided into two sections (Fig. 3A): American rootstock with underground roots, and aerial scion (especially Pinot Noir and Chardonnay, in Burgundy). The limit between the sections corresponds to the graft union, materialized by net stock diameter and bark texture variation. Plantation practice, imposed by regional by-laws, demands that the graft union be located 1 cm above soil surface when vines are planted (Galet, 1993). Human plantation uncertainty has been estimated by field measurements on just-planted vinestocks on the Monthélie hillslopes.

These measurements, made on 117 vine stocks, confirmed 1cm-legacy (median = 1; $\sigma = 0.05$). Moreover, plantation legislation specifies that vine density must equal one vine per square meter.

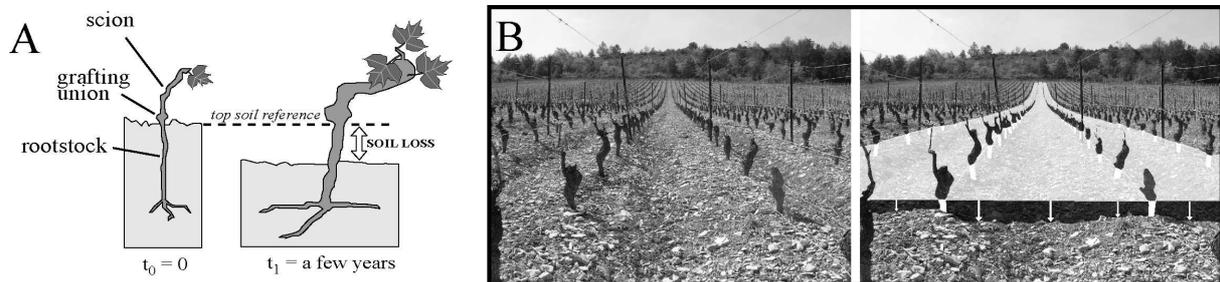


Figure 3. A: Principle of the RUM method here developed: the graft union does not move during the vine lifespan, whereas scion and rootstock grow respectively up and down. C: Estimation of the volume exported by linking graft-union levels to the palaeo-surface.

The scion grows upwards from the graft, and the roots grow down, but the level of the graft union itself does not change from the germination phase, similarly to the tree root collar whose position below or above the topographical surface has been proven to be a good estimate of the soil degradation or aggradation (Lamarche, 1968; Alestalo, 1971; Carrara and Carroll, 1979). The major implications are that the graft union can be used as a fixed spatial and temporal reference, and that the position of current ground surface is a direct indicator of sediment erosion/deposition. For all these reasons, we suggest assessing erosion rates at a square-meter resolution from direct measurements on vines.

For each stock, we measured the distance between graft union and current soil surface, assumed to be located 1 cm below graft union. RUM values are expressed in centimeters, negative for erosion and positive for deposition and are considered significant if outside -1/+1 cm. We also quantify soil loss, at plot scale, by calculating the volume between grafting unions of two adjacent stocks (Fig. 3B), in order to compare our results to those obtained in other vineyards.

The spatial distribution of vine stocks in the vineyards allows the quantification of erosion at various spatial scales, from plot to hillslope, without any resolution variation. The upper limit in the temporal application window corresponds to the maximum possible age of vine stocks (Fig. 4), - due to bark aging, and vine renewal by wine growers (~100 years). The lower limit is that of a hydrologic event able to remove sediment from hillslopes (a few hours), in the specific case where a reference state of RUM values was assessed prior to the rainstorm (Fig. 5).

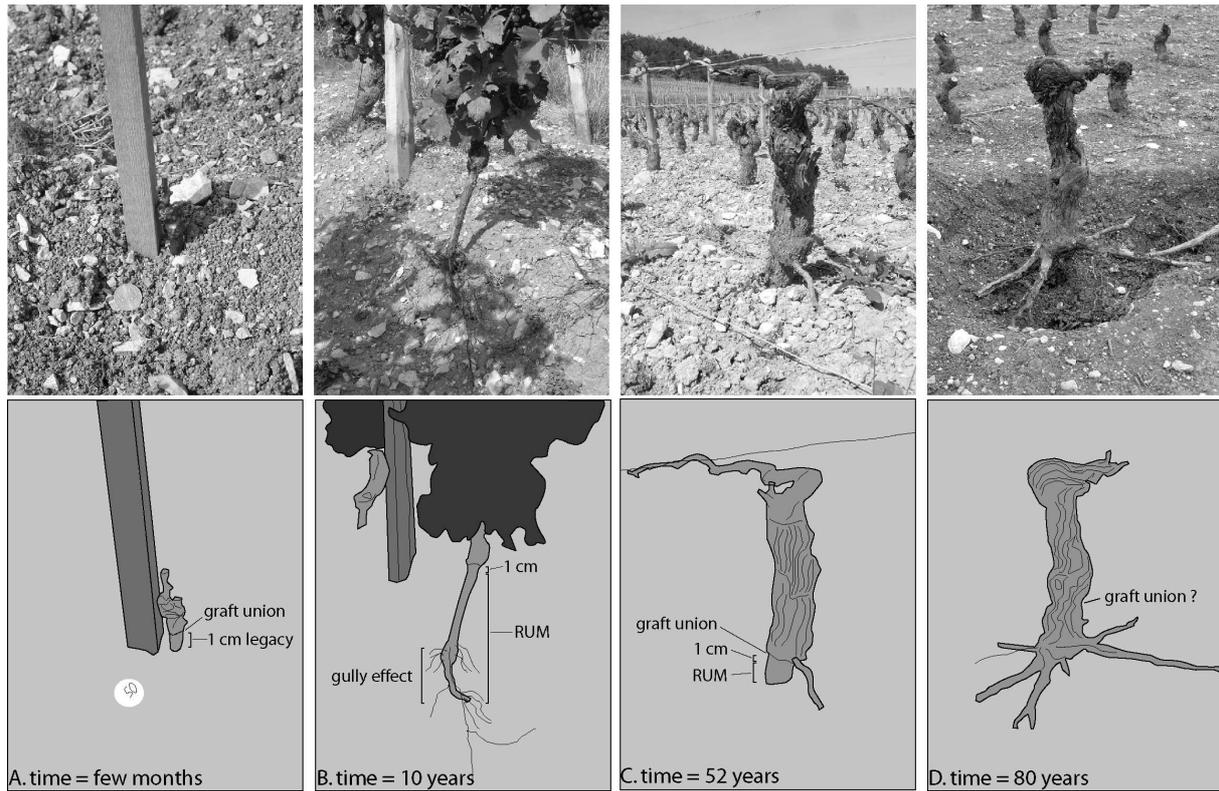


Figure 4. Schemes of different root unearthing aspects, according to different vine ages and different sedimentary context. A: vine after the plantation. The graft union level, located at 1 cm above the soil surface, and the aerial part remain covered by a protection wax during the first year (Monthélie, 2006). B: a ten years old vine, located in a recent gully-pathway (Couchey, 2005). C: The development of a root from the aerial part indicates that graft union level has been buried either during the plantation either after (Monthélie, 2006). D: an old vine that has been excavated to be pulled up. The bark aging erases the graft union limit (Vosne-Romanée, 2006).

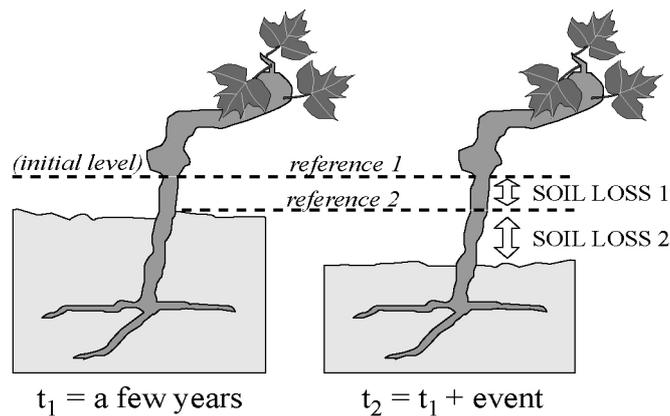


Figure 5. Principle of the RUM method applied to an event scale.

4. Results

This plot, which is 144 meters long and 33 meters wide, is located on the west side of a north-oriented valley (Fig. 2). A digital elevation model from a topographic survey with laser theodolite shows a slope decreasing from 16° down to 8°. Within the vine plot, RUM was performed on 4328 vines, over a surface of 4475 m², all planted twenty years earlier; about 150 vines were missing.

The RUM map obtained, representing topographic change over 20 years and over the entire plot, is illustrated in Fig. 6. Within this map, each computed value, ranging from - 16 cm up to + 10 cm, corresponds to one measurement per meter square. To allow for maximal human error at time of planting, an error margin of ± 1 cm was added to RUM. Duplicates, performed on 500 vine-stocks to test the accuracy of our measures, gave 94% correlation.

We established a sediment budget at the plot scale, by calculating volumes of sediment located above and below the original reference surface: the soil-loss is estimated at 143.2 m³, the volume of accumulated sediment is 9.4 m³, which corresponds to a net exported volume at the outlet boundary of 133.8 m³ (Fig. 7; Tab.1). This soil-loss volume was divided by surface area and vine age (20 years) to calculate a mean topographic lowering of 3 ± 1 cm, and a mean erosion rate of 1.5 ± 0.3 mm.yr⁻¹. Erosion rates may locally attain 8.5 mm.yr⁻¹, whereas accumulation rates reach, at best, 5 mm.yr⁻¹. Net soil loss is evaluated at 20 ± 6.5 t.ha⁻¹.yr⁻¹, for a bulk density ranging from 1.25 to 1.5.

This result, obtained at the plot scale, is consistent with calculated rates in vineyards context (see Kosmas et al., 1997; Martínez-Casasnovas et al., 2002 and Hooke, 2006, for a review and Table 2) : 47-70 Mg.ha⁻¹.year⁻¹ in NW Italy (Tropeano, 1983), 35 Mg.ha⁻¹.yr⁻¹ in mid-Aisne region (Wicherek, 1991), 22 Mg.ha⁻¹.yr⁻¹ in the Penedès-Anoia region (NE Spain) (Usòn, 1998), 34 Mg.ha⁻¹.yr⁻¹ in an extreme event (Wainwright, 1996).

With compared to other techniques, this method permits, by very simple, direct and cost-loss measurements, to assess the integrated soil loss/gain, and this whatever the erosion/deposition processes. This method presents another major advantage over other methods in that not only does it permit spatially averaged erosion rates to be calculated, it also allows patterns of erosion to be documented, zones of sediment production or storage to be precisely located, and spatialized sediment yield quantification to be provided.

Soil surface lowering is observed over 75 % of the plot surface, while soil aggradation corresponds to 5 % of the surface. RUM equal to the original plantation state, *i.e.* located between +/- 1 cm relative to the reference surface, represents 20 % of the entire surface (Fig. 6). Four domains are identified (Fig. 6 and Tab.1): (1) an upper slope domain, from 0 to 30 m from the upslope boundary, displaying a relatively low erosion rate, *i.e.* -1.3 mm.yr⁻¹, constant throughout this domain; (2) from 30 to 120 m, where maximum RUM values are reached, a mid-slope domain, characterized by increasing RUM. All values are negative or equal to the original plantation state. The erosion rates increase from -1.3 to -1.9 mm.yr⁻¹, and locally reach -8 mm.yr⁻¹; (3) a lower slope domain, covering the surface between the 120-meter position and the downslope boundary, characterized by a soil-aggrading area

where the graft-union may be covered; (4) a intensively eroded area defined by the first ten rows at the left boundary. This area represents 44% of the missing material but only 27% of the plot surface. Moreover, at a higher spatial resolution, and especially within this domain, it is possible to identify linear structures characterized by a higher erosion rate (Fig. 6), named linear structures hereafter.

Distance from upslope (m)	RUM (cm)		Erosion rate (mm.yr ⁻¹)		Mean RUM (cm)	Surface (m ²)	Volume (m ³)	
	min	max	min	max			deposition	erosion
1-30	+1	-16	+0.5	-8	-2.29	825	1.2	22.8
31-125	+1	-16	+0.5	-8	-3.77	3008	1.4	115.2
126-145	-11	-13	+5.5	+6.5	+0.19	495	6.8	5.2
Rows 1-10	+8	-16	+0.4	-8	-4.35	1162	2.09	61.55
Total plot	-11	-16	+5.5	-8	-2.98	4328	9.4	143.2

Table 1. RUM values, erosion rates in the four domains described in the text.

Location	observation time (yr)	Mean soil loss (t/ha/yr)	References
Albugnano, Italy	<1	≥ 70.18	Tropeano (1983)
Mongardino, Italy		32.55	Tropeano (1983)
Santa Victoria d'Alba, Italy		0.32	Tropeano (1983) in Hooke, 2006
Santa Victoria d'Alba, Italy		0.78	Tropeano (1983) in Hooke, 2006
Santa Victoria d'Alba, Italy		2.73	Tropeano (1983) in Hooke, 2006
Alsace, France	>5	32	Litzler, 1988
Champagne, France	<1	3.2 up to 4.6	Litzler, 1988
Champagne, France	>1	1,16	Litzler, 1988
Switzerland	>1	15-25	Litzler, 1988
Languedoc, France	40	5.5	Litzler, 1988
Champagne, France	3	1.5	Ballif, 1990
Champagne, France	<1	0.136	Ballif, 1990
Champagne, France	<1	0.8-1.3	Ballif, 1990
Champagne, France	3	0.6	Ballif, 1990
Aisne, France	3	35	Wicherek, 1991
Duro, Portugal	10	0.39	Figueiredo and Ferreira (1993) in Hooke, 2006
Duro, Portugal	10	1.1-2.8	Figueiredo and Ferreira (1993) in Hooke, 2006
Spata, Greece		0.38-2.53	Kosmas (1993) in Hooke, 2006
Var, France		2.75-53.85	Viguiier (1993) in Hooke, 2006
Var, France		2.1-15	Viguiier (1993) in Hooke, 2006
Roussillon, France		1.4	Kosmas et al. (1997)
Moselle, Germany	<1	52	Schaller and Emde, 2000.
Moselle, Germany	<1	0.2	Schaller and Emde, 2000
Rheingau, Germany	<1	6.2	Schaller and Emde, 2000
Germany	<1	15	Schaller and Emde, 2000
Catalonia, Spain	<1	207	Martinez-Casasnovas et al. (2002)
Vosne-Romanée, France	54	7.6	Brenot et al., 2007
Aloxe-Corton, France	50	14.9	Brenot et al., 2007
Monthélie, France	32	13.5	Brenot et al., 2007
Monthélie, France	20	20	This study
Monthélie, France	20-50	1.5-20	Brenot et al. in prep.

Table 2. Erosion rates over different vineyard context, compilation from different sources.

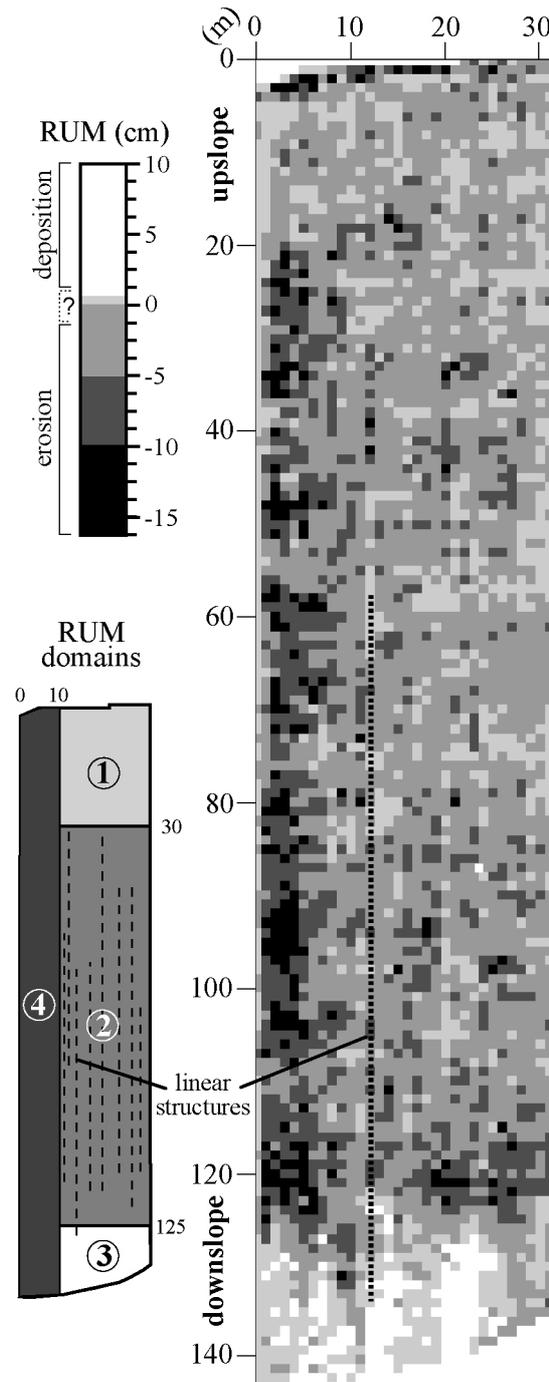


Figure 6. A: The RUM map. Gray pixels for RUM values < 0 cm; white pixels indicate RUM values > 0 cm. In the left-bottom corner, the RUM map is divided into four pattern domains that are described in the text.

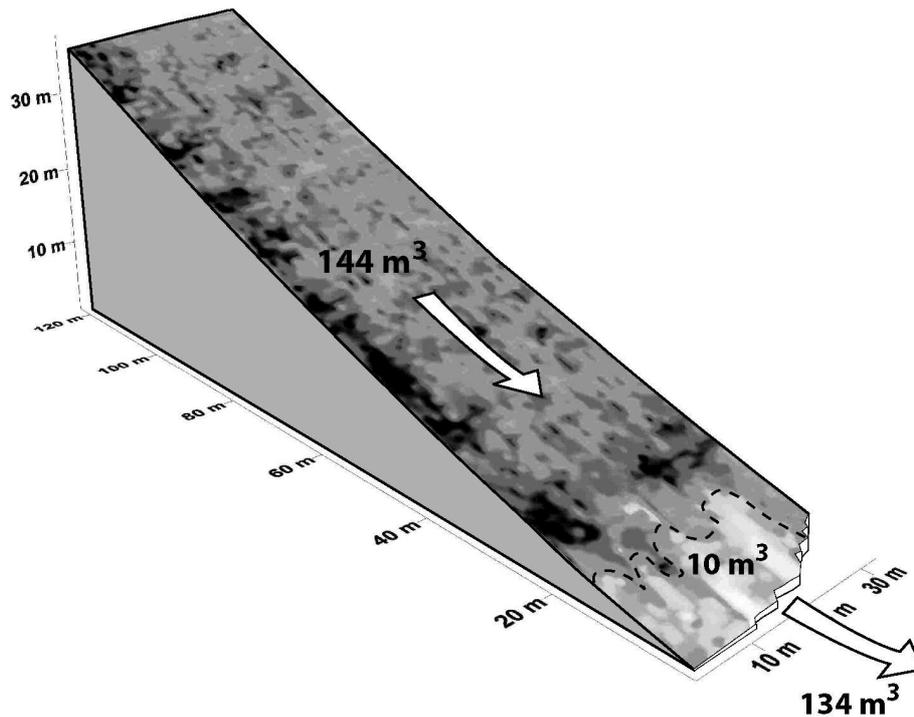


Figure 7. Erosion map overlaid on the plot DEM that presents a concave topography; eroded, deposited and exported volumes are indicated.

5. Discussion

Erosion in agricultural context, resulting from overland flows during high-intensity rainfall events is recognised as a major problem for sustainable agriculture. Quantifying pattern of agricultural erosion at decennial to centennial time scale is important to understand the mechanisms and evaluate the rates of the soil degradation. Soil erosion mechanisms are discussed from more or less calibrated numerical or experimental models of soil distribution patterns since direct field information is still scarce (Sirvent et al., 1997; Martínez-Casasnovas et al., 2005; Kirchner et al. 2001; Stroosnijder, 2005). The RUM method appears as one of the best-adapted method to give distribution of spatial erosion indicators for the temporal application window considered (see Fig. 1). Additionally, this method is a very efficient way of collecting the number of direct field measurements required to quantify spatial sediment yield variability without any cost.

We now illustrate how this method may be used to explore the spatio-temporal significance of the RUM map, by analyzing and comparing the spatial patterning of erosion/deposition distribution of the RUM map (Fig. 6) to an event map (Fig. 8). In the latter, we have mapped, at 10-cm resolution and just after an individual rainstorm, the erosion/sedimentation pattern, materialized by the rill and fan networks formed in between the vine plants by water overflow (Fig. 8A). To allow the comparison with the RUM, we have interpolated the event data at square-meter resolution to obtain a new map of erosion and sedimentation. This map (Fig. 8B) shows that the patterning of erosion/rill and sedimentation/fan exhibits similar features to those observed on the simplified RUM map (Fig. 8C):

(1) in the upper slope, a low rill-density domain correlates to a low erosion-rate domain; (2) in the mid-slope, rill drainage density increases with erosion rate; (3) in the lower slope, rills end with the deposition of metric fans, analogous to the sedimentation occurring in the lower slope domain on the RUM map; (4) the two longest rills draining the entire plot and located on the left side, correlate to the intense erosion domain on the RUM map. However, at 10-cm resolution (Fig. 8A), it is not possible to correlate one by one all the rills to the linear structures identified on the RUM map, even if the rills located at the left side are well-correlated to the intensive erosion area (Fig. 8A and 8C).

The good correlation at a square-meter resolution between both maps suggests that spatial patterning is significantly influenced by sediment erosion and transport occurring at the event scale. This interpretation is consistent with other short-term studies showing that high-intensity rainfall events are responsible for significant sediment exportation and topographic changes (Sirvent, 1997; Martínez-Casasnovas et al., 2005), and with long-term studies that suggest a sediment yield dominated by catastrophic events (Kirchner et al., 2001). It thus becomes possible to interpret the spatial sediment distribution pattern of the RUM map as the result of the interplay existing between different erosion mechanisms acting over distinct spatial domains and at different time scales. Specifically, we suggest that the linear structures observed on the RUM map (Fig. 6) formed from micro-rills, identical to those observed in the event map, and developing into larger rills by recurrently conveying most of the runoff during rainfall events along the same path, over several years, and that could be named ephemeral rills. Evidence of the persistency of rill processes over 20 years, despite the frequent tillage erasing the ephemeral marks on surface, comes from the good correlation between the location of the intensively eroded domain and the lengths of the linear structures and those of the rills located at the left side of the maps. Conversely, the analysis of the two maps at a high-resolution scale shows that, although some rills present some temporal stability criteria, others disappeared during the upscaling from short to medium time scales, thus demonstrating the ephemeral behavior of some rills, already noted as “unsuccessful” rills by Favis-Mortlock (1995). We suppose that these temporary rills have been obliterated by smoothing processes operating at an intermediate time scale, *i.e.* < 20 years. The mismatch between the two maps at high resolution could also be explained by anthropogenic control of sediment distribution prior to erosion, as tillage.

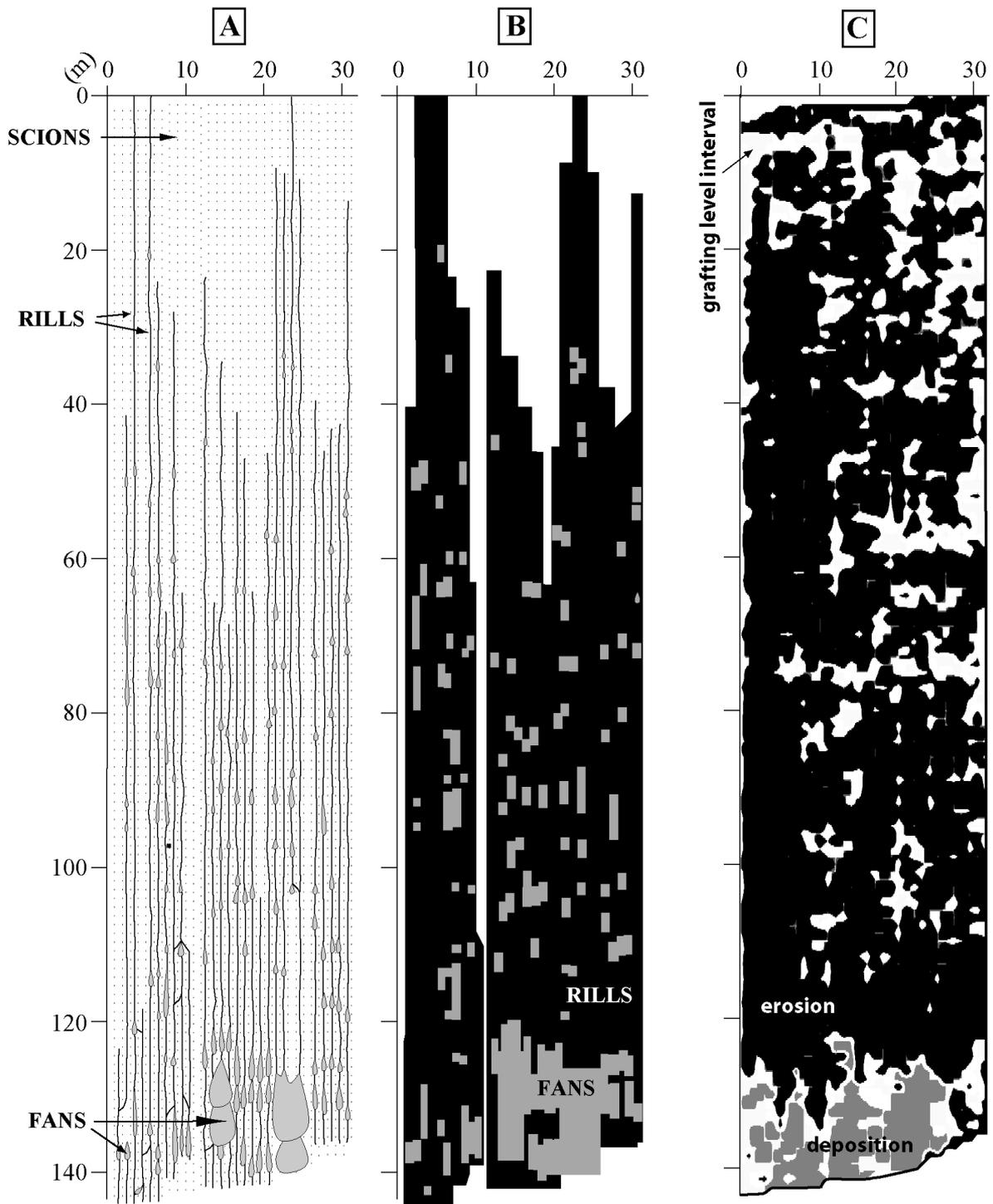


Figure 8. A: Map of rill and fan networks, formed just after an individual rainfall event. B: Simplified rill/fan map extracted from the event map. Black pixels for erosion values; gray pixels for deposition; white pixel for by-pass C: Simplified erosion/deposition map, extracted from the RUM map. Black pixels for erosion values; gray pixels for deposition; white pixel for error margin of ± 1 cm

From a spatial point of view, the figure 7 illustrates the similar behaviour of the upper slope domain in the RUM map, devoid of linear structures, to “the belt of no erosion” described by Horton (1945) at the event scale, except that erosion occurs at low rates. The absence of linear structures at

both short-term and decennial scales, together with the existence of a low erosion rate, suggests that the decennial upper slope erosion is dominated by splash and/sheet flow mechanisms. We also propose that erosion in the mid-slope domain at the decennial scale is controlled by rill processes, as it is supported by the presence of several features commonly observed in rill-dominated systems: (1) erosion rates increasing with length may be compared to rill “successfulness” (Favis-Mortlock, 1995), (2) the linear pattern of erosion structures displays the same increased elongation and parallelism previously described in rill systems (Schumm et al., 1984).

The spatial patterning revealed by the RUM map documents a spatial partitioning of erosion mechanisms, *i.e.* sheet-flow-dominated *versus* rill-dominated domains, and specifies the time scales at which they operate, *i.e.* smoothing processes *versus* ephemeral rill initiation and development processes.

6. Conclusion

This paper presents a simple, cost-loss but highly efficient method, based on vine-root unearthing measurements, designed to quantify sediment yield at a decennial scale and at a square-meter scale resolution over hillslopes. By permitting the visualisation of sediment distribution at the square-meter scale, this approach offers new insights and possibilities for documenting erosion patterns and for exploring erosion processes. Our encouraging results indicate that this method has great potential in the investigation of the complex links between erosion rates and climates in many anthropogenic geomorphic contexts, thus contributing to a better understanding of dynamic systems. The application of this method may also be helpful for land planner and soil scientists to develop soil conservation plans and also to monitor the effectiveness of the strategies.

Acknowledgments

This work was funded by the CNRS-INSU research program “RELIEFS”, Région Bourgogne, BIVB and Rennes Métropole. Thank to C. Chateau-Smith for proof-reading the English text.

References

- Alestalo, J., 1971. Dendrochronological interpretation of geomorphic processes. *Fennia* 105, 140.
- Ballif, J.-L., 1990. Erosion dans le vignoble champenois: influence des techniques culturales (France). *Cahiers ORSTOM, série Pédologie* XXV 1-2, 151-156.
- Battany, M.C., Grismer, M.E., 2000. Rainfall runoff and erosion in Napa Valley vineyards: effects of slope, cover and surface cover. *Hydrological Processes* 14, 1289-1304.
- Bodoque, J.M., Diez-Herrero, A., Marin-Duque, J.F., Rubiales, J.M., Godfrey, A., Pedraza, J., Carrasco, R.M., Sanz, M.A., 2005. Sheet erosion rates determined by using dendrogeomorphological analysis of exposed tree roots: Two examples from Central Spain. *Catena* 64, 81-102.

- Boix-Fayos, C., Martínez-Mena, M., Arnau-Rosalén, E., Calvo-Cases, A., Castillo, V. and Albaladejo, J., 2006. Measuring soil erosion by field plots: Understanding the sources of variation. *Earth-Science Reviews* 78, 267–285.
- Brenot, J., Quiquerez, A., Petit, C., Garcia, J.-P. and Davy, P., 2006. Soil erosion rates in burgundian vineyards. *Bulletino della Società Geologica Italiana. Volume Speciale*. In press.
- Buoncrisiani, J.F., Petit, C., Campy, M., Bossuet, G., Richard, H., 2002. Quantification de l'ablation d'un bassin versant marno-calcaire alpin durant le Petit Age Glaciaire par l'étude d'un système lacustre (cas du lac du « Claps » de Luc-en-Diois, Drôme, France). *Geodinamica Acta* 15, 103–111.
- Carrara, P.E., Caroll, T.R., 1979. The determination of erosion rates from exposed tree roots in the Piceance Basin, Colorado. *Earth surface processes* 4, 407-417.
- Dion, R., 1959. Histoire de la vigne et du vin en France. *Histoires Flammarion*.
- Einsele, G., M. Hinderer, 1997. Terrestrial sediment yield and the lifetimes of reservoirs, lakes, and larger basins. *Geologische Rundschau*, 86, 288-310.
- Favis-Mortlock, D., 1998. A self-organizing dynamic systems approach to the simulation of rill initiation and development on hillslopes. *Computers & Geosciences*, 24, 353-372.
- Figueiredo, T., Ferreira, A.G., 1993. Erosão dos solos em vinha de encosta na região do Douro, Portugal. *Actas do XII Congresso Latinoamericano da Ciência do Solo, SECS (19–26 September Salamanca, Spain)*, 79–88.
- Fournier, F., 1972. Les aspects de la conservation des sols dans les différentes régions climatiques et pédologiques de l'Europe. *Conseil de l'Europe, Sauvegarde de la nature*. 210 p.
- Galet, P., 1993. *Précis de Viticulture*, 6ème édition, ENSA Montpellier Editions, 582 p.
- Goudie, A., 2005. *The human impact on the natural environment*. Blackwell Publishing, sixth edition, 362 p.
- Haff, P.K., 2000. Neogeomorphology Prediction, and the Anthropic Landscape. In: *Prediction in Geomorphology*, P.R.Wilcock and R.M.Iverson (Eds), *Geophysical Monograph* 135, American Geophysical Union, pp.15-26.
- Hewawasam, T., Blanckenburg, F. (von), Schaller, M., Kubik, P., 2003. Increase of human over natural erosion rates in tropical highlands constrained by cosmogenic nuclides. *Geology* 31, 597-600.
- Hooke, J.M., 2006. Human impacts on fluvial systems in the Mediterranean region. *Geomorphology* 79, 311-315.
- Horton, R.E., 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: a hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bulletin Geological Society of America* 56, 275-370.
- Joy, T.J., 1982. Accelerated erosion: Process, problems, and prognosis. *Geology* 10, 524-529.
- Kirchner, J.W, Finkel, R.C., Riebe, C.S., Granger, D.E., Clayton, J.L., King, J.G., Megahan, W.F., 2001. Mountain erosion over 10 yr, 10 k.y., and 10 m.y. time scales. *Geology* 7, 591-594.
- Kosmas, C., Danatalos, N., et al., 1997. The effect of land use of runoff and soil erosion rates under Mediterranean conditions. *Catena* 29, 45-59.
- Lal, D., 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Sciences Letters* 104, 424-439.
- LaMarche Jr, V.C., 1968. Rates of slopes degradation as determined from botanical evidence. *White Moutains, California. USGS Professional Paper* 32-1, 341-377.

- Le Bissonnais, Y., Thorette, J., Bardet, C., Daroussin, J., 2002. L'érosion hydrique des sols en France. Rapport INRA-IFEN, 106 p.
- Lebeau, M. (frère), 1986. Essai sur les vignes de Côteaux des origines à 1789. CRDP, Dijon.
- Litzler, C., 1988. Le ruissellement et l'érosion des sols dans le vignoble de Saône-et-Loire. Dossier de 6 livrets. C.A, D.D.A et C.R. de Saône-et-Loire.
- Martens, D.M., 1993. Hydrologic inferences from tree-ring studies on the Hawkesbury River, Sydney, Australia. *Geomorphology* 8, 147-164.
- Martínez-Casasnovas, J.A., Ramos, M.C., Ribes-Dasi, M., 2002. Soil erosion caused by extreme rainfalls events: mapping and quantification in agricultural plots from very detailed digital elevation models. *Geoderma* 105, 125-140.
- Martínez-Casasnovas, J.A., Ramos, M.C., Ribes-Dasi, M., 2005. On-site effects of concentrated flow erosion in vineyard fields: some economics implications. *Catena* 60, 129-146.
- Meade, R.H., 1988. Movement and storage of sediment in river system. In: Lerman, A., and Maybeck, M, eds., *Physical and chemical weathering in geochemical cycles*: Dordrecht, Netherlands, Kluwer Academic Publishers, pp. 165-179.
- Morgan, R.P.C., 2005. *Soil Erosion and Conservation*. Third Edition. Blackwell Publishing, 312 p.
- Quine, T.A., Walling, D.E., 1991. Rates of soil erosion on arable fields in Britain: quantitative data from caesium-137 measurements. *Soil Use and Management* 17, 169-176.
- Rejman, J., Brodowski, R., 2005. Rill characteristics and sediment transport as a function of slope length during a storm event on loess soil. *Earth Surface Processes and Landforms* 30, 231-239.
- Ritchie, J.C., Nearing, M.A., Nichols, M.H., Ritchie, C.A., 2005. Patterns of soil erosion and redeposition on Lucky Hills Watershed, Walnut Gulch Experimental Watershed, Arizona. *Catena* 61, 122-130.
- Schaller, K., Emde, K., 2000. Investigations on the influence of different soil tillage systems on soil erosion and surface runoff in hilly land sites. In: XXVème Congrès Mondial de la vigne et du vin, Section 1: Viticulture, 107-114.
- Schumm, S.A., Harvey, M.D., and Watson, C.C., 1984. *Incised Channels: Morphology, Dynamics and Control*. Water Resources Publications, Littleton, Colorado, 200 p.
- Sirvent, J., Desir, G., Gutiérrez, M., Sancho, C., Benito, G., 1997. Erosion rates in badland areas recorded by collectors, erosion pins and profilometer techniques (Ebro Basin, NE-Spain). *Geomorphology* 18, 61-75.
- Stroosnijder, L., 2005. Measurement of erosion: It is possible ? *Catena* 64, 162-173.
- Strunk, H., 1997. Dating of geomorphological processes using dendrogeomorphological methods. *Catena* 31, 137-151.
- Sweetkind, D.S., Blackwell, D.D., 1989. Fission-track evidence of the Cenozoic thermal history of the Idaho batholith. *Tectonophysics* 157, 241-250.
- Tropeano, D., 1983. Soil erosion on vineyards in the Tertiary piedmontese basin (Northwestern Italy). *Rainfall Simulation Runoff and Erosion*, De Ploey J. (ed.), Catena-Verlag: Braunschweig, 115-127.
- Usòn, A., 1998. Medidas de control de la erosión en suelos de viña de las comarcas Anoia-Alt Penedès (Barcelona): Efectividad y viabilidad. Ph.D. Thesis, University of Lleida, Lleida.
- Vandaele, K., Poesen, J., Govers, G., Wesemael, B., 1996. Geomorphic threshold conditions for ephemeral gully incision. *Geomorphology* 16, 161-173.

- Verstraeten, G. Poesen, J., 2001. Factors controlling sediment yield from small intensively cultivated catchments in a temperate humid climate. *Geomorphology* 40, 123-144.
- Viguié, J.M., 1993. Mesure et modélisation de l'érosion pluviale. Application au vignoble de Vidauban (Var, France). Phd thesis, Université d'Aix-Marseille II.
- Wainwright, J., Parsons, A.J., Michaelides, K., Powell, M., Brazier, R., 2003. Linking short and long term soil erosion modelling. In: Lang, A., Henrich, K., and Dikau, R., eds., Long term hillslope and fluvial system modelling, Berlin, Germany, Springer-Verlag, pp. 37-51.
- Wicherek, S., 1991. Viticulture and Soil Erosion in the North of Parisian Basin; Example: the Mid Aisne Region. *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd.* 83, 115-126.
- Wischmeier, W.H., Smith, D.D., 1978. Predicting rainfall erosion losses. *UDSA Agricultural Handbook* 537.

Chapitre 4
Quantification de l'érosion
à une échelle pluri-décennale :
Applications aux versants étudiés

Introduction

L'application de cette méthode aux versants viticoles de la Côte a abouti à la mesure de plus de 100 000 ceps sur les trois sites de l'étude, soit l'équivalent d'une parcelle de deux rangs longue de 50 km.

Ces données ont été traitées selon deux échelles spatiales d'analyse. Dans un premier temps des vitesses d'érosion ont été calculées à l'échelle de la parcelle. Dans ce cas là, on obtient une vitesse d'érosion pour des conditions de pente et de longueur moyenne de rangs. Dans un second temps, les vitesses d'érosion ont été calculées à haute résolution, c'est-à-dire sur quelques mètres carrés. Dans ce cas là, à chaque point de mesure correspond une valeur de pente locale et une valeur de distance à l'amont.

Ces deux échelles d'analyse sont présentées sur la Figure 4.1.

(i) Flux « parcelle ».

Les vitesses d'érosion à l'échelle de la parcelle sont calculées à partir de l'interpolation des données de RUM. Elles correspondent au volume compris entre la topographie actuelle calculée d'après les mesures RUM et une surface théorique qui passe à 1 cm sous le niveau des greffons. En raison de l'absence d'une partie de la population de ceps (qui atteint parfois 15%), l'interpolation des données existantes a été préférée au calcul d'une vitesse moyenne. Le volume ainsi extrait est rapporté à la surface de la parcelle, puis divisé par l'âge des ceps.

A chaque valeur de vitesse d'érosion, on associe une valeur de pente moyenne (moyenne des pentes locales) de la parcelle ainsi qu'une longueur moyenne (moyenne des longueurs de rangs).

(ii) Flux « local ».

Devant la très forte hétérogénéité des mesures de RUM (Figure 4.1), la résolution d'analyse du signal RUM obtenu d'abord à l'échelle métrique a été modifiée. Par essai comparatif des différentes résolutions (2m, 5m, 10m, 20 m), une résolution de pixels de 25m² a été retenue car celle-ci permet à la fois de conserver le motif exprimé à l'échelle métrique, et ne fait pas apparaître d'artefacts engendrés par l'interpolation.

Le lissage de ces données a été réalisé à partir des données à 1m non-interpolées. Cette procédure de calcul a été réalisée par la moyenne des 5 valeurs adjacentes situées sur un jeu de 5 rangs, puis par moyenne des 5 valeurs situées en amont en aval. Ainsi, les parcelles sont dans un premier temps divisées en série de 5 rangs, numérotées depuis le bord gauche de la parcelle. A partir de ces séries, une valeur d'érosion moyenne est calculée tous les mètres à partir du bord amont. Ensuite, chaque valeur est moyennée selon les 5 valeurs voisines (2 en amont, 2 en aval) pour lisser le signal érosion (moyenne mobile).

A chaque donnée, on associe une valeur de pente locale ainsi qu'une valeur de distance à l'amont. Le résultat de cette interpolation est exporté en fichier à résolution pentamétrique en X, Y.

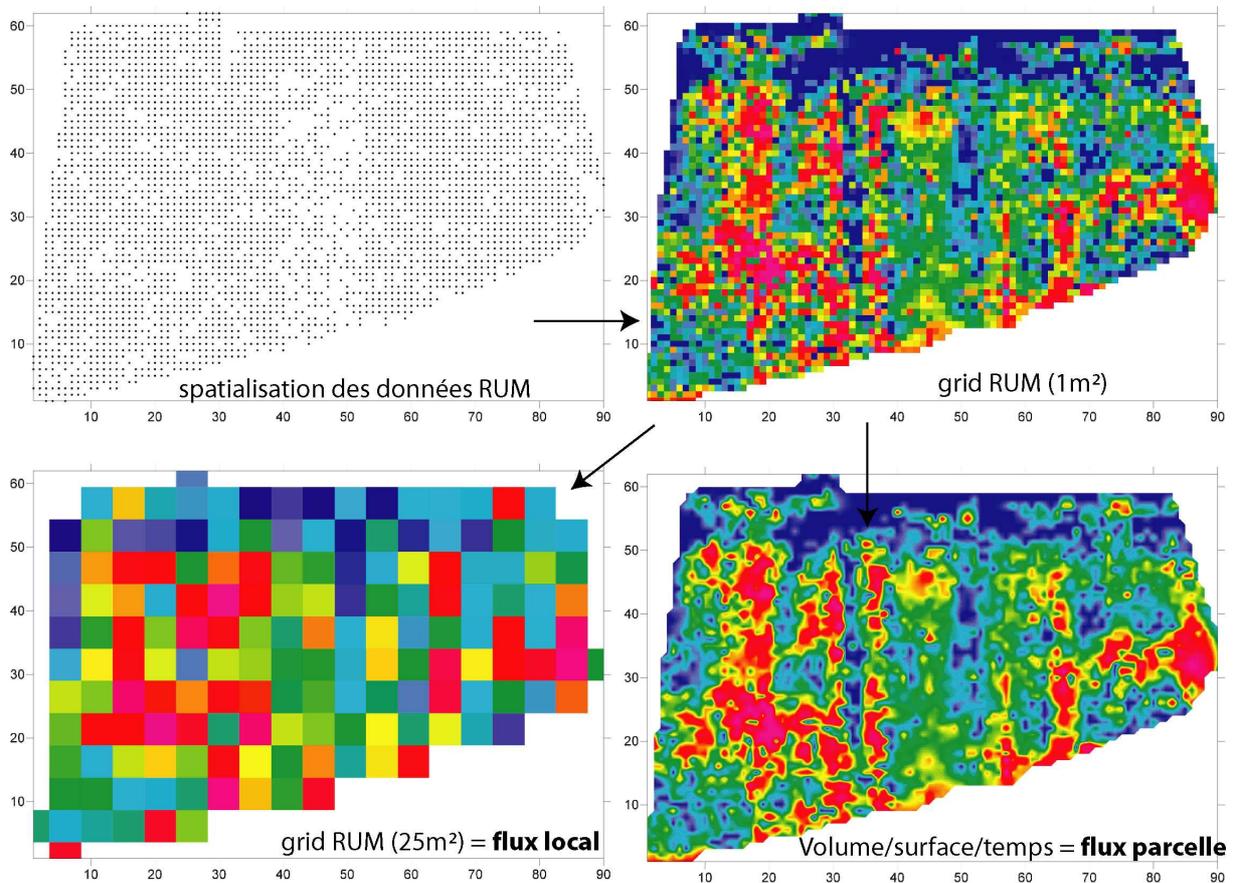


Figure 4.1. Méthodologie d'interpolations des données RUM. Les données de terrain sont d'abord intégrées dans un fichier Excel où leur sont assimilées une position X et Y. Ces données sont ensuite interpolées pour obtenir une carte d'érosion à 25 m² de résolution. Pour les vitesses d'érosion à l'échelle de la parcelle, les données RUM sont interpolées à 1m² pour estimer un volume de terre érodé.

La topographie des parcelles a été obtenue par interpolation des mesures théodolite laser, interpolées à une résolution de 5 mètres. A partir des MNT des parcelles, une valeur de pente moyenne des parcelles a été calculée par la moyenne de toutes les pentes des parcelles. Pour associer les cartes MNT et RUM, les cartes ont été superposées sous Arcmap.

4.1. Mode de représentation des cartes d'érosion.

Les cartes de déchaussement sont présentées sur le MNT des parcelles. Le géoréférencement des cartes correspond au géoréférencement du GRID en mètres, avec des X croissants du bord gauche vers le bord de droite, et des Y croissants d'aval en amont. Le code des couleurs est relatif, avec un déchaussement croissant du vert (pas de déchaussement) au rouge (maximum de déchaussement). La sédimentation est représentée en bleu, mais ne représente qu'une surface infime de la surface totale étudiée.

Les graphiques présentés conjointement à ces cartes représentent les sections d'amont en aval réalisées sur les parcelles, dans le sens des rangs, dont la position est indiquée par une lettre (Figure 4.2). Ces graphiques présentent les évolutions de la pente (en noir) et des vitesses d'érosion (en rouge) le long de ces sections.

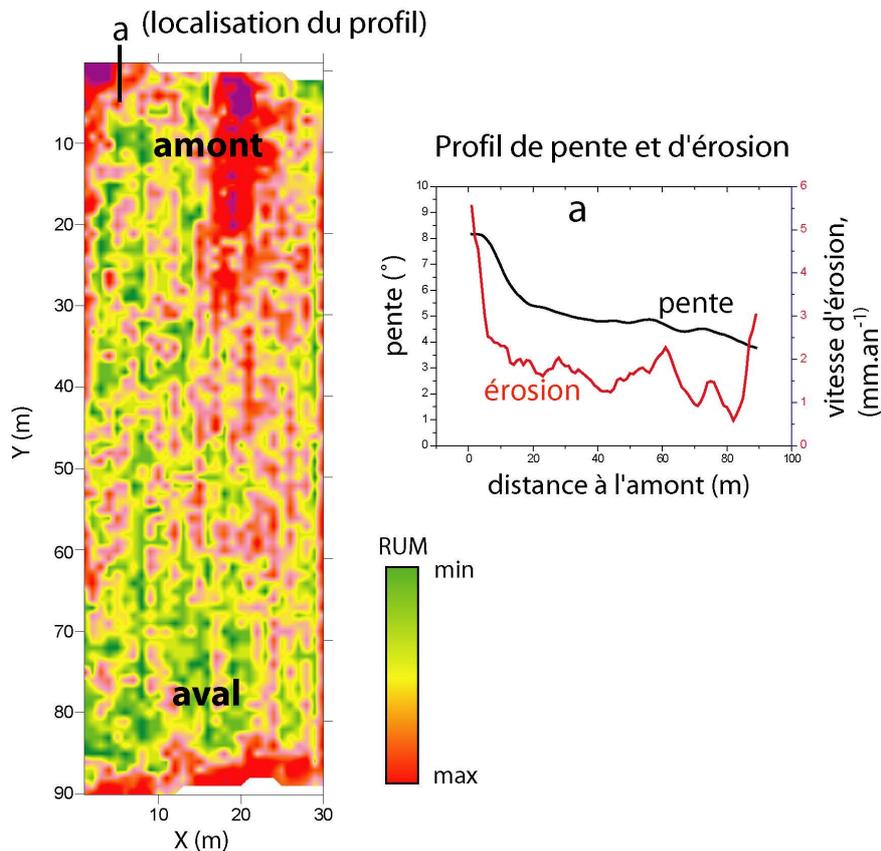


Figure 4.2. Schémas types de la représentation spatiale des cartes d'érosion et des profils d'érosion et de pente. La position des profils sur la carte est indiquée par une lettre et un tiret.

4.2. Application aux versants de Monthélie.

La méthode de quantification de l'érosion basée sur la mesure du déchaussement des ceps, méthode développée dans la partie précédente, a été appliquée aux versants de Monthélie, à partir de l'étude de 14 parcelles localisées sur les combes de la commune (Figure 4.3). Treize parcelles sont situées dans la Combe Danay (2 à 14), et une sur les Hauts-Brins. La mesure de déchaussement des ceps a été réalisée pendant les hivers de 2004 et 2005, et représentent environ 50 000 mesures (Tableau 4-1).

4.2.1. Parcelles étudiées

Sur la commune de Monthélie (Figure 4.3), 14 parcelles ont fait l'objet d'une campagne de mesure du déchaussement des ceps durant deux hivers successifs. Toutes ces parcelles sont situées en Appellation Villages. La plupart des parcelles sont situées dans la vallée principale de Monthélie, la Combe Danay, hormis la parcelle n°1 qui est située sur le plateau oriental de la commune, les Hauts Brins. Seules les parcelles 12 et 13 sont orientées à l'Ouest, tandis que la parcelle 11 est orientée au Sud. Toutes les parcelles sont orientées selon la plus grande pente.

Les caractéristiques topographiques de ces 14 parcelles sont présentées dans le Tableau 4-1. Ces parcelles ont un jeu de pente moyenne continu qui s'étend de 3,02 à 13,58°, avec localement un minimum de 2° et un maximum à 18°. Les longueurs moyennes de ces parcelles varient de 51 à 180 mètres, avec un minimum de 50 mètres et un maximum de 220 mètres. Le jeu des altitudes s'étend de 265 à 370 m.a.s.l. La plupart des 14 parcelles ont une topographie concave, et cette topographie reflète globalement la concavité des versants marneux de Monthélie. Enfin, les parcelles étudiées ont des âges compris entre 22 et 52 ans, c'est-à-dire que toutes parcelles ont été plantées après la seconde guerre mondiale. Au total, 52 173 ceps ont été mesurés pour une surface de 60 891 m².

Plusieurs propriétaires n'ont pu être retrouvés, aussi certains âges ont été estimés (cf. **Annexe 5**). Les pratiques culturales de ces parcelles sont globalement identiques, avec désherbage mécanique et chimique, et les sols sont griffés. Les parcelles étudiées ne font pas l'objet d'opérations de buttage/débuttage.

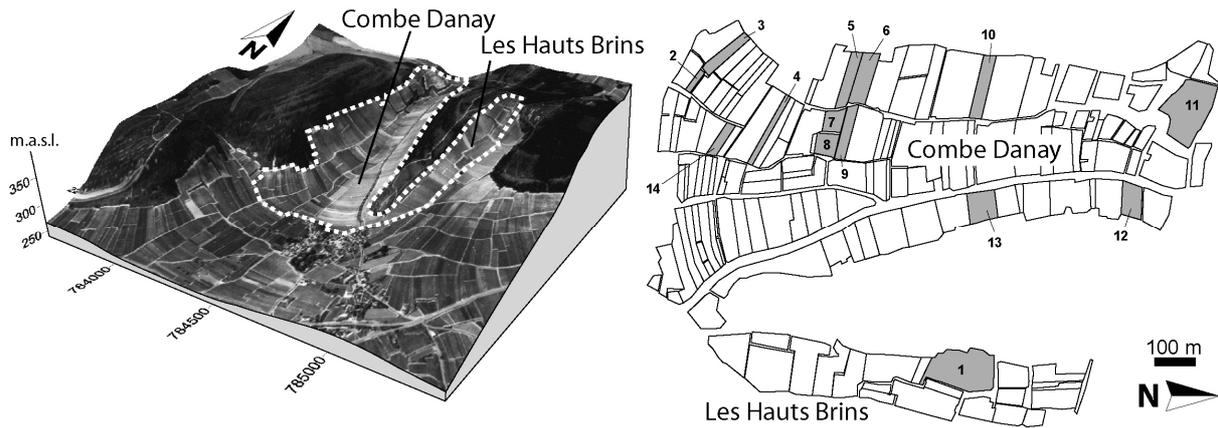


Figure 4.3 MNT du versant étudié et carte de répartition des parcelles étudiées sur le versant de Monthélie

Parcelle	Latitude (N)	Longitude (E)	Lieu dit	Propriétaire	Année de plantation	Nombre de ceps mesurés
M01	2225065	784957	Les Mandènes	Mrs Deschamps	1972	9384
M02	2224447	784284	Les Clous	?	1952	912
M03	2224515	784224	Les Clous	?	1964	2973
M04	2224612	784401	Les Rivaux	?	1954	2905
M05	2224792	784291	Les Sous-Roches	Mrs Pont	1984	4328
M06	2224831	784274	Les Sous-Roches	Mrs Pont	1975	3864
M07	2224780	784360	Les Sous-Roches	?	1977	2308
M08	2224774	784373	Les Sous-Roches	?	1962	2544
M09	2224790	784368	Les Sous-Roches	?	1956	1775
M10	2225115	784299	Les Sous-Roches	Mrs Pont	1972	4838
M11	2225581	784355	Danguy	Mr Boucharde	1982	10134
M12	2225079	784584	Les Plantés	Mr Boucharde	1975	2575
M13	2225448	784568	Les Plantés	?	1978	3633
M14	2224513	784374	Aux Fournereaux	?	1982	3253

Tableau 4-1. Positions géographiques des parcelles étudiées.

Parcelle	Pente (°)	Longueur (m)	courbure (°/m)	Surface (m ²)	Altitude (m.a.s.l)	Age (années)
M01	10.70 ± 2.19	83 ± 22	0.003 ± 0.051	11388	347-370	32
M02	3.02 ± 0.76	58 ± 1	-0.035 ± 0.013	914	265-270	52*
M03	7.34 ± 2.52	116 ± 29	-0.077 ± 0.024	3116	271-294	41*
M04	4.66 ± 1.57	180 ± 40	-0.026 ± 0.006	2346	266-288	50
M05	13.31 ± 2.17	140 ± 2	-0.052 ± 0.003	4475	290-340	20
M06	13.58 ± 1.73	123 ± 1	-0.026 ± 0.015	4640	295-344	29
M07	8.03 ± 2.4	56 ± 6	-0.086 ± 0.009	2308	281-292	28*
M08	4.05 ± 1.02	51 ± 6	-0.045 ± 0.003	2544	275-280	43*
M09	6.00 ± 2.83	119 ± 28	-0.082 ± 0.012	1775	275-293	49*
M10	11.87 ± 3.29	149 ± 2	-0.067 ± 0.006	5693	301-355	32
M11	6.20 ± 1.43	80 ± 34	0.028 ± 0.017	11492	327-339	22
M12	8.53 ± 1.06	81 ± 4	0.002 ± 0.015	3789	294-311	26
M13	10.34 ± 0.68	79 ± 2	0.017 ± 0.019	3051	310-327	29*
M14	3.46 ± 1.17	84 ± 2	-0.045 ± 0.012	3360	265-270	22

Tableau 4-2 Caractéristiques topographiques des parcelles étudiées à Monthélie. Les âges marqués d'un astérisque ont été estimés.

4.2.2. Cartes d'érosion

Les cartes RUM des 14 parcelles sont présentées sur les Figure 4.4 et Figure 4.6. La Figure 4.4 présente les cartes pour les parcelles dont les pentes sont faibles à modérées (inférieures à 8°), tandis que la Figure 4.6 présente les parcelles dont les pentes sont plus fortes, supérieures à 8°. Associés à chacune de ces cartes, des profils de pente et d'érosion sont respectivement présentés sur la Figure 4.5 et la Figure 4.8. La localisation des profils est indiquée sur les cartes d'érosion (a, b, c...).

La première série présente les parcelles 02-03-04-07-08-09-11-14 (de 3 à 8°). La deuxième série présente les parcelles 01-05-06-10-12-13-14 (de 8.5 à 13.5°).

Parcelles sur pentes modérées.

La parcelle **M02** est de dimension réduite (914 m²), et présente une faible variation de pente, qui varie autour de 3°. Cette parcelle est protégée en amont par une bande enherbée. Le RUM atteint 12 cm. L'érosion est plus marquée en aval qu'en amont. Le maximum de déchaussement se situe sur le bord Nord de la parcelle, et il est concentré sur quelques rangs. La vitesse moyenne d'érosion est de 0.37 mm/an.

La parcelle **M03** est implantée au pied d'un coteau marneux, végétalisé mais ponctuellement affecté par des ravinements. Cette parcelle en est cependant protégée par une levée de terre. La topographie est concave, et présente une variation de pente importante, de 10 à 2°. L'érosion est décroissante d'amont en aval, avec un maximum de -17cm vers le bord amont et un minimum de 0 centimètres dans la partie inférieure de la parcelle. Sur les profils, la variation de l'érosion se corrèle avec la variation de pente. La vitesse moyenne d'érosion est de 0.74 mm/an.

La parcelle **M04** est la plus longue et la plus étroite des parcelles étudiées à Monthélie, la longueur des rangs atteint 200 mètres. La limite amont de la parcelle correspond à un chemin, bordée par une levée en terre qui protège la parcelle des eaux circulant sur le chemin. La topographie est concave et montre une décroissance de pente de 9 à 3°. L'érosion est importante dans les 60 premiers mètres, décroît vers l'aval de 0 à -14 cm, puis augmente légèrement dans les 20 derniers mètres. Cette augmentation est à relier à la présence d'un chemin qui borde la limite inférieure, induisant un probable effet de bord. Inversement, le bord amont est marqué par un faible déchaussement, en relation avec la présence de la butée en terre. Sur les profils, la variation de l'érosion se corrèle avec les variations de la pente. La vitesse moyenne de l'érosion est de 0.11 mm/an.

La petite parcelle **M07** est située sous le chemin qui traverse le versant, protégée des écoulements de celui-ci par une levée en terre. Cette parcelle est à pente sub-constante, autour de 8°. Le signal de l'érosion est sub-constant à l'échelle de la parcelle, et montre des maxima sur quelques rangs situé sur le bord Nord de la parcelle. Ces rangs sont marqués par des valeurs de RUM qui atteignent -16 cm. La vitesse moyenne de l'érosion est de 0.52 mm/an.

La parcelle **M08** est située sous la précédente, et une bande enherbée sépare les deux parcelles. La longueur est d'une cinquantaine de mètres. Les pentes sont comprises entre 3 et 5°. Le signal de

l'érosion est contrasté entre une partie Sud marqué par une érosion plus importante que la partie Nord. Le bord aval de la parcelle présente de fortes valeurs de RUM, qui atteignent -15 cm, et cette érosion concentrée sur les derniers mètres de la parcelle pourrait témoigner d'un effet de bord lié à la présence d'un chemin. La vitesse moyenne d'érosion de cette parcelle est de 0.27 mm/an.

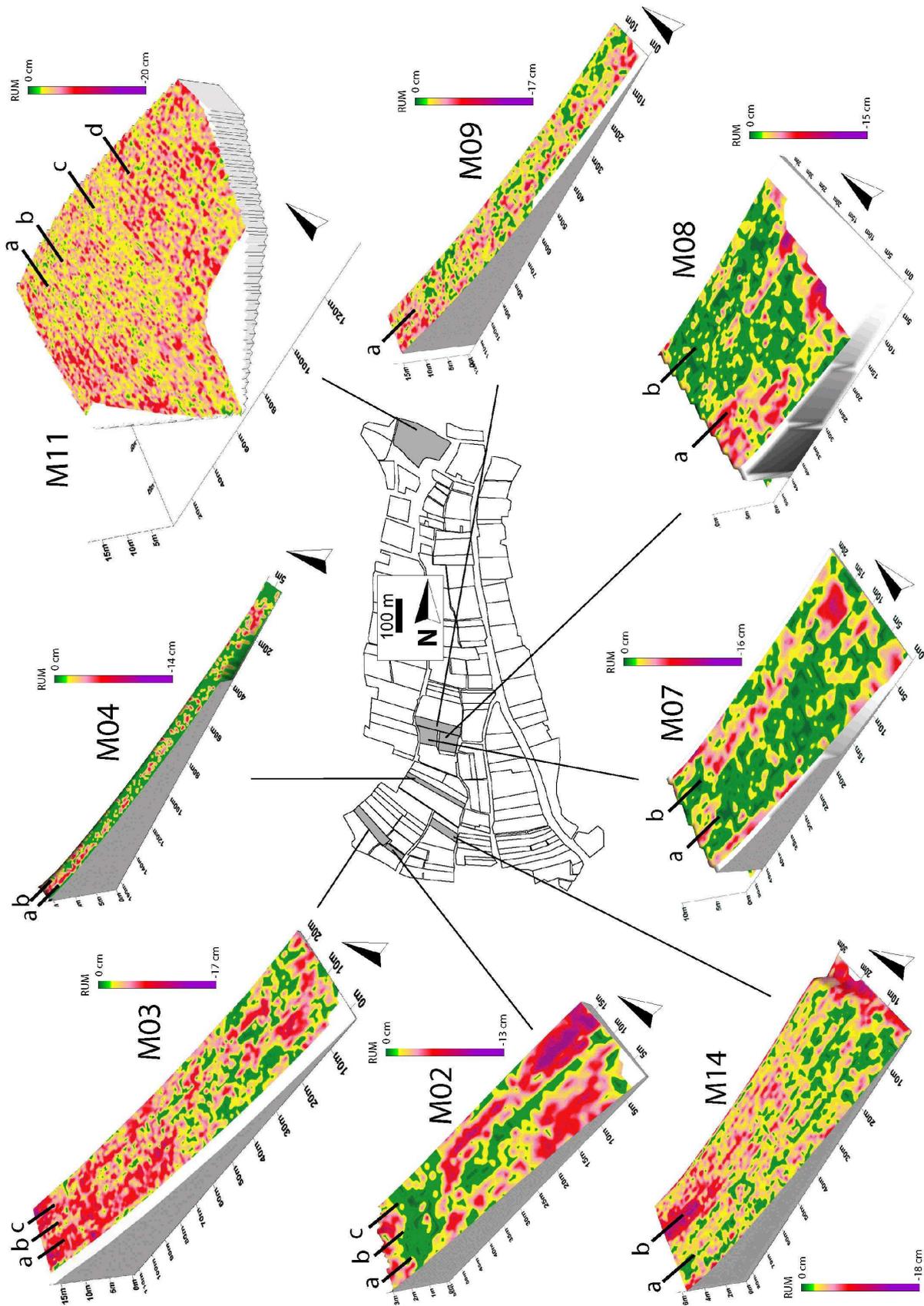


Figure 4.4. Cartes RUM des parcelles sur pentes modérées.

La parcelle **M09** est située le long des deux parcelles précédentes. Sa longueur atteint 130 mètres, sa topographie est concave et les pentes varient de 10 à 2°. Le contact avec le chemin supérieur est marqué par une levée de terre qui empêche le ruissellement de s'y écouler. L'érosion est plus importante sur les premiers mètres de la parcelle, avec un maxima de RUM de -17 cm, puis l'érosion est sub-constante jusqu'en aval. L'érosion est plus importante sur le bord Sud que le bord Nord. La vitesse moyenne de l'érosion est de 0.37 mm/an.

La parcelle **M11** est située à l'extrême Nord de la Combe Danay. La zone où est implantée cette parcelle a fait l'objet d'un remaniement important au début des années 80. Les terrains étant trop accidentés pour permettre la plantation de vignes, d'importants travaux de terrassement ont été réalisés. Cette parcelle de grande dimension – un hectare – présente une topographie légèrement convexe, où les pentes varient de 4 à 9°, pour une longueur de rangs maximale de 120 mètres. Le RUM atteint -20 cm, et augmente légèrement vers l'aval. Le signal de l'érosion montre une forte variabilité de rangs à rangs, et de nombreux motifs linéaires apparaissent. Quelques rigoles sont présentes dans la zone Ouest de la parcelle, là où l'érosion est plus la plus forte. La vitesse moyenne de l'érosion est de 0.72 mm/an.

La parcelle **M14** est située à l'extrémité Sud de la Combe Danay, dans la plaine. Les pentes de cette parcelle sont faibles, comprises entre 2 et 4°. La moitié Sud de la parcelle présente des valeurs de RUM relativement faibles, supérieures à -10cm, tandis que la partie Nord présente les valeurs de RUM les plus importantes, jusqu'à -18 cm. La partie amont de cette zone concentre les maxima d'érosion sur une dizaine de rangs. Cette érosion localisée est à relier avec la présence d'une rigole – non détectée dans un premier temps – qui pénètre la parcelle. Le bord inférieur est affecté par des valeurs de RUM élevées, en relation avec la présence d'un chemin qui induit un effet de bord par rupture topographique. La vitesse moyenne d'érosion de cette parcelle est de 1.3 mm/an.

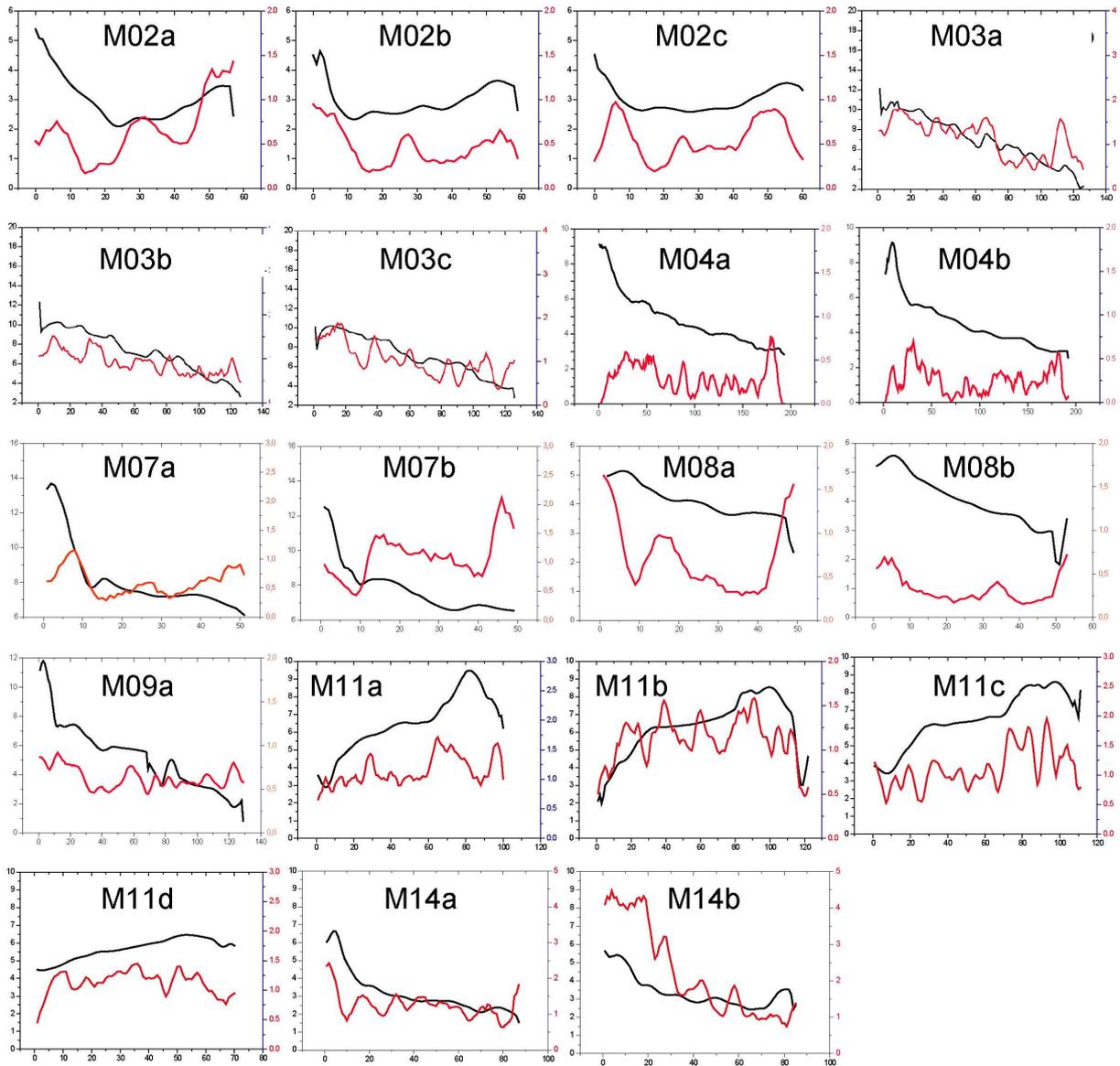


Figure 4.5. Profils de pente ($^{\circ}$) et d'érosion (mm/an) pour les parcelles à pente modérées. Se reporter à la figure 4.4 pour la localisation des profils et à la figure 4.2 pour les légendes des axes.

Parcelles sur pentes fortes.

La parcelle *M01* a été plantée en 1972 suite à un remembrement de plusieurs petites parcelles en vignes et en friche. Elle est entourée par des chemins enherbés sur les bords amont, et par un chemin en terre en aval. Ce chemin ne marque pas de rupture de pente avec la topographie de la parcelle. La topographie générale est marquée par un passage progressif de profils concaves au Sud à des profils convexes au Nord (profil c). Le point d'inflexion est visible sur les profils a et b. Le signal de l'érosion est assez complexe. De manière générale, les variations du RUM se corrèlent avec les variations de pente (profils a, b et c), mais de nombreuses oscillations ne sont pas corrélées avec la topographie. Dans la partie concave, on trouve une zone très peu déchaussée. Le RUM atteint -25 cm, et la vitesse moyenne d'érosion est de 1.11 mm/an.

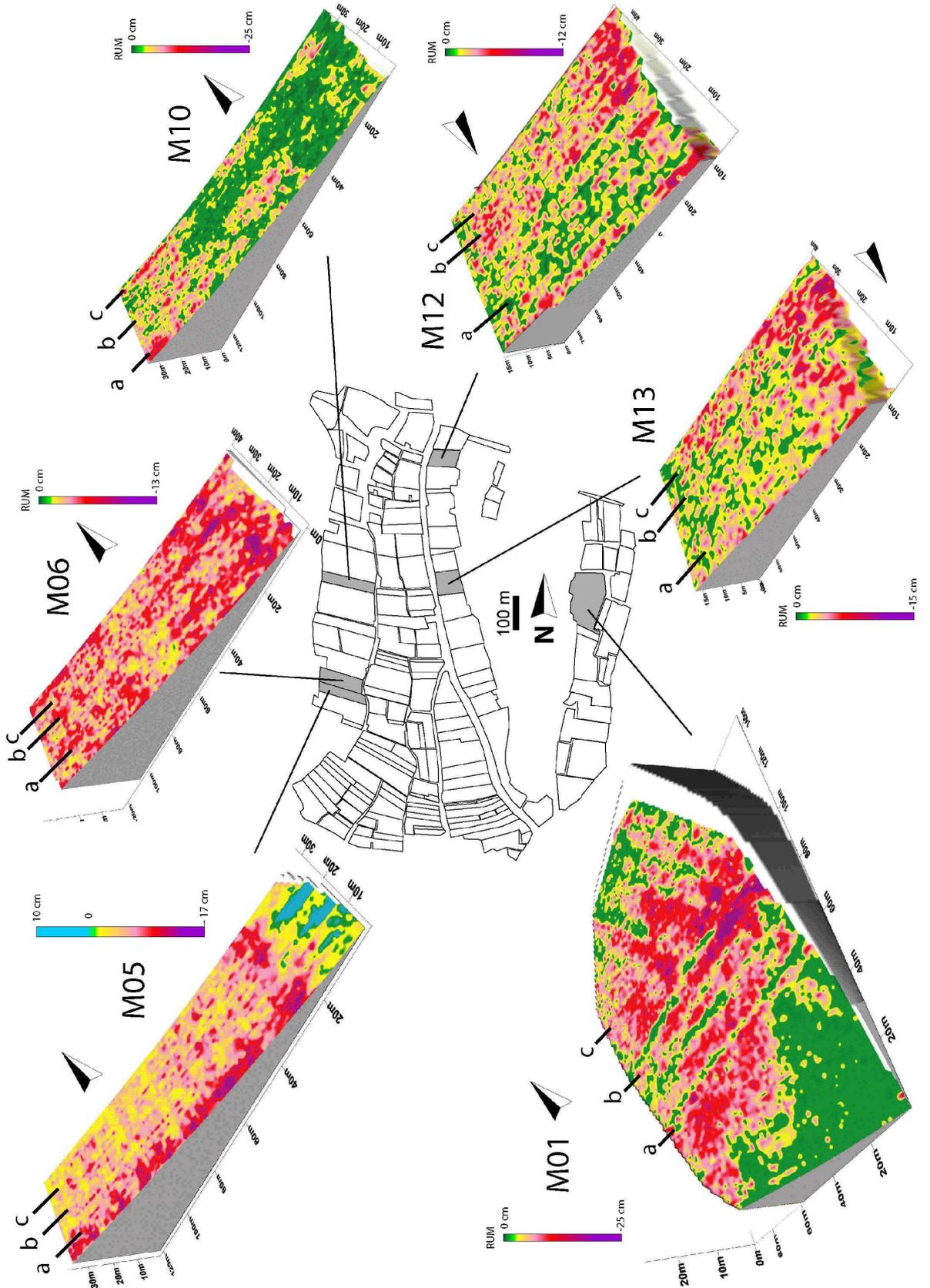


Figure 4.6. Cartes RUM des parcelles sur pentes fortes.

De nombreux motifs linéaires se surimposent aux gradients d'érosion de premier ordre ; ils sont très visibles entre les profils a et c (lignes vertes), mais également dans la partie convexe. Ces motifs sont obliques par rapport à l'orientation actuelle des rangs, et n'ont donc aucun rapport avec le sens de la pente générale ou celui des rangs. D'après l'étude de l'évolution du parcellaire entre 1968 et aujourd'hui (Figure 4.7), la présence des motifs linéaires est expliquée par la résurgence du cadastre sur le déchaussement des ceps. Le propriétaire de ces lots a effectué un labour profond (50 cm) avant la replantation en 1972. Ces labours ont été faits dans le sens de l'ancien parcellaire, en état depuis la première guerre mondiale selon le propriétaire. La comparaison des photographies aériennes de 1968 et de 2000 montre que les motifs linéaires se superposent aux limites cadastrales. Elles correspondent pour la partie en vigne à des limites de parcelles, ou bien à des haies qui séparent des pelouses. Cette alternance spatiale dans l'occupation des sols se retrouve dans la modification de la topographie, plus de 30 ans plus tard. Cet effet local d'érosion différentielle nécessiterait d'être caractérisé par l'étude de la structure et de la nature du sol pour expliquer cette résurgence du paléo-parcellaire.

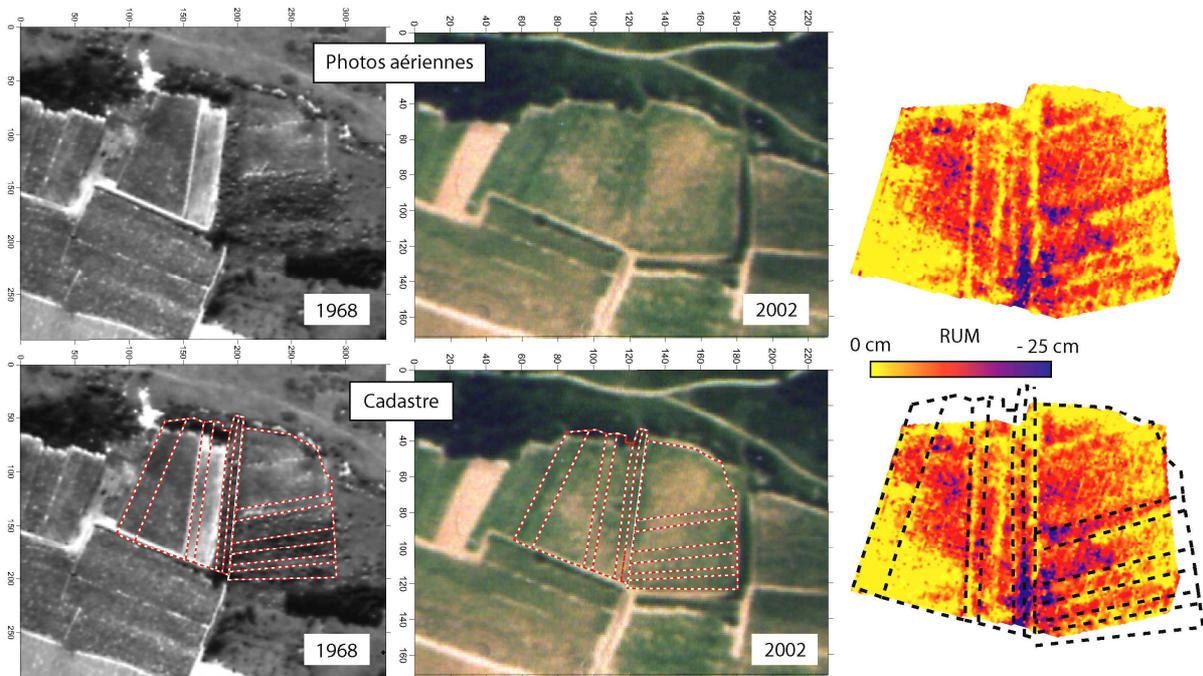


Figure 4.7. Photographies aériennes de la parcelle M001 en 1968 et 2002. La superposition du cadastre se corrèle à la carte de déchaussement, et les motifs linéaires sont interprétés comme la résurgence de l'ancien parcellaire.

La parcelle **M05** est située sur le versant Ouest de la Combe Danay. Cette parcelle est concave et très longue (140 mètres), avec des pentes comprises entre 16 et 9°. Le bord amont de la parcelle est pourvu d'une levée en terre qui protège la parcelle des flux amont, en relation avec la présence d'un chemin le long de la falaise. Le bord aval est connecté à un chemin, sans discontinuité topographique. L'érosion augmente d'amont en aval, tandis que les vingt derniers mètres de la parcelle présentent des ceps enfouis (+10 cm), phénomène constituant l'unique exemple sur les 14 parcelles étudiées. Le bord

Sud de la parcelle présente les maxima de l'érosion concentrés dans les 5 rangs qui bordent la parcelle, et cette érosion atteint -17cm. Cette érosion localisée est expliquée par la présence d'une rigole de débordement qui résulte de l'accumulation d'eau sur le chemin lors des fortes pluies. La vitesse moyenne d'érosion est de 1.48 mm/an.

La parcelle **M06** est située au Nord de la parcelle précédente, et toutes les deux appartiennent au même propriétaire. Sa topographie est concave, et les pentes sont toujours supérieures à 10°. Le bord amont de cette parcelle est en contact avec le chemin de haut du versant, et une petite levée la protège des eaux de ruissellement. L'érosion augmente vers l'aval, avec des valeurs d'érosion qui atteignent -13 cm au maximum à 10 mètres du bord inférieur. A mi-longueur, on constate une diminution de l'érosion concentrée sur quelques rangs seulement. La vitesse moyenne de l'érosion est de 1.41 mm/an.

La parcelle **M10** est de dimension comparable avec les deux parcelles précédemment décrites, et la topographie leur est identique. L'érosion est très intense sur la partie supérieure de la parcelle, avec des valeurs de RUM qui atteignent -25 cm. Sur les 30 premiers mètres supérieurs, le signal de l'érosion présente une variabilité selon des motifs linéaires. Le reste de la parcelle est globalement moins érodé, mais l'intensité de l'érosion s'organise selon des séries de rangs. Sur les 40 derniers mètres, l'érosion est très faible. Le signal de l'érosion contraste très fortement avec les deux parcelles précédentes malgré des conditions topographiques identiques. La vitesse d'érosion moyenne est de 0.65 mm/an.

Située sur le versant oriental de la Combe Danay, la parcelle **M12** présente une topographie plane dont les pentes varient faiblement autour de 9°. L'érosion augmente vers l'aval et atteint -12 cm vers le bord inférieur. Une rupture de pente liée aux aires de retournement semble être à l'origine de la brusque augmentation de l'érosion sur les derniers mètres en aval. Sur l'ensemble de la parcelle, le signal de l'érosion montre une forte variabilité organisée selon des motifs linéaires. La vitesse moyenne de l'érosion est de 0.5 mm/an.

Sur le même versant, la parcelle **M13** présente une topographie semblable à la parcelle précédente. Les pentes varient autour de 10°, et augmentent significativement par rupture de pente sur les derniers mètres, en raison de la présence des aires de retournement. L'érosion est sub-constante le long des rangs, et augmente dans la partie inférieure jusqu'à des valeurs de -15 cm. L'érosion est plus marquée dans la partie Sud de la parcelle. La vitesse moyenne de l'érosion est de 0.67 mm/an.

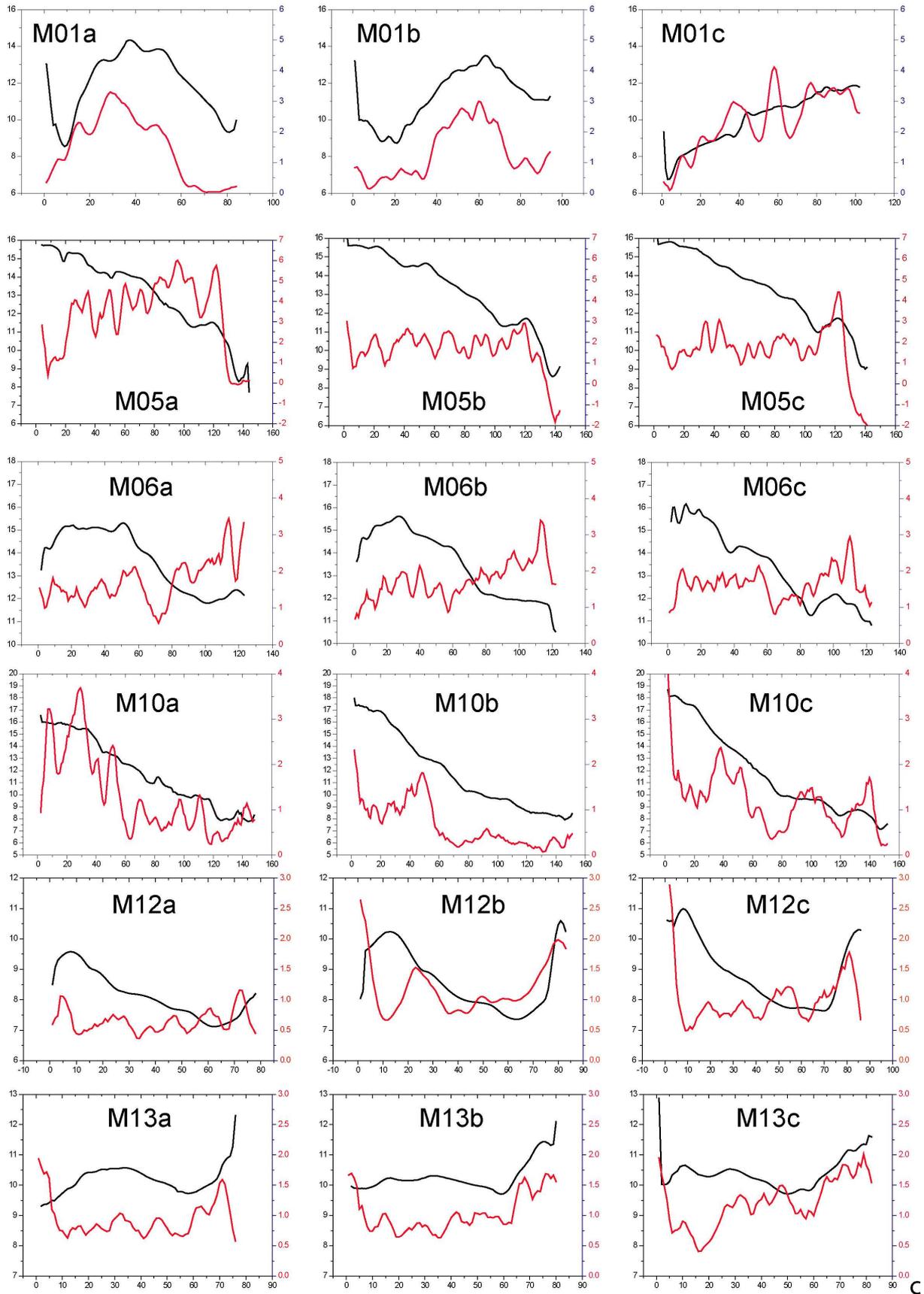


Figure 4.8. Profils de pente ($^{\circ}$) et d'érosion (mm/an) pour les parcelles à pente fortes. Se reporter à la figure 4.6 pour la localisation des profils et à la figure 4.2 pour les légendes des axes.

L'ensemble des données collectées sur les versants de Monthélie a été analysé, et les résultats sont présentés dans l'**Annexe 6**. Cette analyse a été synthétisée sous la forme d'un article en préparation.

Article 3 (Article en préparation) : Relations entre la topographie et transfert des sédiments sur des surfaces labourées : analyse spatiale des vitesses d'érosion des versants viticoles (Monthélie, France).

Erosion rates over pluri-decennial scales on tilled vine surfaces: effects of topography on sediment transport processes (Monthélie, France).

Résumé

Cet article présente les résultats de la quantification des phénomènes de l'érosion sur des versants viticoles de Côte d'Or (France). Cette dynamique est à l'origine de l'altération qualitative et quantitative d'un substrat de terroir. Les mesures de l'érosion se sont appuyées sur la lecture du déchaussement de plus de 50 000 pieds de vigne répartis sur 13 parcelles d'un bassin versant viticole. Ce marqueur passif de l'érosion des sols fournit une valeur intégrée des variations de la topographie sur des échelles de temps proportionnelles à l'âge des ceps considérés (de 20 à 52 ans), et avec une résolution spatiale de 1 m correspondant à l'espacement entre les pieds. Cette méthode permet d'établir des bilans très précis de l'érosion et d'obtenir une cartographie de l'érosion.

Cette volumineuse base de données a été analysée pour tester les effets de la topographie (pente moyenne et pente locale, longueur des rangs et distance à l'amont) sur les vitesses d'érosion. Sur le bassin versant étudié, les vitesses sont comprises entre 0.11 et 1.48 mm/an, et sont linéairement reliées aux pentes moyennes des parcelles, comprises entre 2 et 16°. Un résultat majeur de l'analyse de la distribution spatiale des vitesses indique que l'érosion est fonction de la distance à l'amont seulement lorsque les pentes locales sont supérieures à 10°. Lorsque les pentes sont inférieures à ce seuil, l'érosion ne dépend que de la pente locale, et demeurent inférieures à 1 mm/an. L'interprétation donnée à ces deux dynamiques distinctes de l'érosion est rattachée à une dynamique du ruissellement essentiellement diffusive sur pentes douces, tandis qu'une dynamique advective domine les processus d'érosion sur pentes fortes. Cette interprétation corrobore un des résultats obtenus en simulation expérimentale du ruissellement sur des surfaces rugueuses, où la dynamique d'initiation du ruissellement et les transferts de sédiments associés sont dépendants de la pente et de la rugosité. Cette approche de terrain permet en outre de connaître les processus du ruissellement les plus efficaces dans le transport des sédiments sur des surfaces labourées.

Erosion rates over pluri-decennial scales on tilled vine surfaces : the effects of topography on sediment transport processes (Monthélie, France).

Abstract.

Erosion is a major threat to soil sustainability. This article presents results of a quantitative study to characterise the dynamics of erosion in Burgundy vineyards (France). Erosion rates were estimated using a dataset measuring vine rootstock exposure. The rootstock was used as a dendrogeomorphological marker of the topographic impact of erosion on soil level changes. A sample of about 50,000 vine roots was measured in 13 plots within the chosen vineyard catchment (Monthélie, Côtes-de-Beaune). Vines ranged in age from 20 to 52 years, allowing examination at pluri-decennial scale. This approach resulted in a large dataset of erosion rates for each square metre of the vine plots studied.

Mean erosion rates calculated at the catchment scale ranged between 0.11 and 1.48 mm/yr. Erosion rates, as expected, were mainly slope-dependent, and increased linearly with slope values, which ranged between 2 and 16°. Additionally, a high-resolution spatial analysis indicated that erosion rates were significantly linked to plot length (i.e., the distance to the top of the plot), but only when local slopes exceeded 10°. This slope threshold within the catchment revealed that soil level changes were mainly controlled by two erosion mechanisms interpreted as follows : (i) erosion is dominated by diffusive erosional processes whenever local slopes are lower than 10° and (ii) advective processes become important whenever slopes are higher than the 10° threshold. Such topography-dependent effects have been suggested qualitatively in previous studies. Such studies have measured slope and roughness pattern effects on runoff triggering and sediment delivery through experimental and simulation approaches undertaken at shorter time scales. Our quantitative study, by revealing the effects of topography on erosion mechanisms over longer time scales, has suggested the potential value of large scale approaches in assessing sedimentary processes on cultivated surfaces.

Keywords: Erosion rates, vineyards, erosion processes, RUM, Burgundy.

1. Introduction.

How fast are agricultural landscapes eroded ? Vineyard cultivation is mentioned in several studies as being very sensitive to soil erosion. Erosion rates measured by assessments of sediment delivery from plot to catchment scale are particularly high in comparison with other agricultural activities (Kosmas et al., 1997; Martinez-Casasnovas et al., 2005; Hooke, 2006). These erosion rates vary depending on measurement methodology, but usually display high values, tons per hectare per year (Tropeano, 1983; Wicherek, 1991; Romero-Diaz *et al.*, 1999; Battany, 2000; Brenot et al., 2006; Hooke, 2006), which means more than 1 mm per year of soil lowering.

Vineyard landscapes can be characterised according to five contexts of land use that are particularly conducive to soil erosion : (i) downslope-oriented vine-rows, (ii) low or absent vegetation cover, (iii) low water infiltration rates due to soil compaction between rows (Schaller and Emde, 2000; Van Dijck and Asch, 2002; Laguacherie *et al.*, 2005), (iv) monoculture landscape (Le Bissonnais et al., 2002), and (v) intensive land use, with repeated access by straddle tractor, up to 20 times a year. The relevant landscape and soil configurations involved are often found in many other agricultural contexts, but in viticulture these configurations are all simultaneously present. Moreover, vine cultivation occurs even on very steep slopes.

Several studies have focused on the effects of such practices on runoff and erosion on vine row/inter-row surfaces (e.g. Gril, 1986 ; Wicherek, 1991 ; Schaller and Emde, 2000 ; Van Dijck, 2000). The results of these studies are pertinent when discussing short-term effects of soil-climate interaction, as well as the implications for soil preservation of adapting cultural practices, in particular the effects of grassing to reduce sediment detachment and increase soil infiltrability (Ballif, 1990; Schaller and Emde, 2000).

Over larger time scales, e.g. some years or pluri-decennial scales, sediment redistribution within plot and catchment cannot be assessed by traditional methods (Stroojnisder, 2005). Several reasons explain this lack of data. The first is the deletion of erosion-transport-deposition markers, e.g. rills and fans, within tilled surfaces. These markers reflect the runoff response to soil conditions, i.e. moisture, roughness, seal, and rainfall. Thus, mapping erosion and sediment budget assessment does not necessarily reflect mean erosion processes over longer time scales. The second reason is explained, as expected, by erosion process variability stemming from observation duration and spatial scale. Up- or downscaling can produce over- or underestimation of real soil loss (Wainwright et al., 2003). While chemical tracers, e.g. ¹³⁷Cs and Cu (Ritchie and McHenry, 1990; Quine and Walling, 1991; Van Der Perk and Jetten, 2006), provide redistribution patterns and erosion rates over pluri-decennial periods, their use need to be calibrated and validated by models in order to obtain worthwhile erosion data (Porto et al., 2001; 2003; Van Der Perk and Jetten, 2006).

In this study, erosion was quantified using vine rootstock unearthing measurement (Brenot et al., 2007a; 2007b) in order to assess (i) soil-lowering rates over pluri-decennial scales, and (ii) the most efficient process for sediment redistribution. This dendrogeomorphological method was applied

to a vineyard catchment where erosion is intense (Brenot et al., 2007b). The temporal scale involved, 20-52 years, allows process variability to be considered negligible. This article aims to explore the influence of topographic parameters on sediment redistribution rates within an agricultural system, in order to characterise erosion intensity and mechanisms.

2. Objects and Methods.

2.1. Study area.

Vineyards located in Côtes de Beaune (Burgundy, France) were investigated. The studied area is located in Monthélie, situated along the vineyard “Côte” from Dijon to Beaune. The area is composed of two north-oriented valleys (Fig. 1); the larger one, “La Combe Danay” measures one kilometre long and 500 m wide at most. The second, “Les Hauts Brins”, is parallel to the first one. The elevation of the watershed ranges from 260 up to 380 m.a.s.l., and its area is about 150 ha. The studied area (Fig. 2, delimited by the white dotted line) is about 80 ha. More than half the watershed area is covered by vineyards. The plateaus are used for forests and croplands.

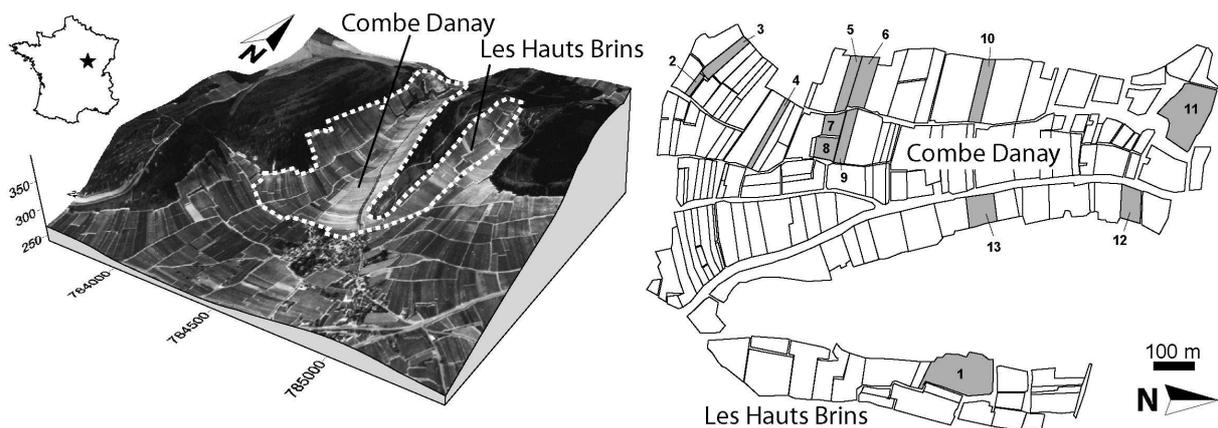


Figure 1. Studied area in Monthélie (Burgundy, France). Left: Monthélie’s vineyards; the studied area is limited by the white dot line. Right: the studied plots (grey) in the studied area.

Hillslopes are composed of Jurassic limestone and marls. Vineyards are mostly implanted on marls, whereas plateaus are calcareous (Fig. 2). The transition between marls and limestone is represented by steep slopes and escarpments, which limit vineyard development (photo in figure 2). The geomorphological context of this catchment can be characterised by the presence of convex plateaus devoid of vineyards, and by concave marly hillslopes used for winegrowing. Slopes reach 20° at the foot of the escarpments. Soils are composed of a mixture of coarse colluviums from escarpments and of fine sediments from the weathered marls. Granulometry is composed of 35% of clays and loams, 15% of sands and 50% of pebbles. It is possible to observe marly bedrock outcropping on the steepest slopes, where badland phenomena are frequent. Current plot distribution was established

during the second half of the 20th century, when plots were reorganised. Between 1968 and today, vineyard surface in the study area has increased by more than 40%, especially on the steepest slopes within the Combe Danay. This mechanisation phase was followed by the removal of hedges, grasslands, stone piles and walls, inducing landscape dynamics favourable to mudflows down to the plains.

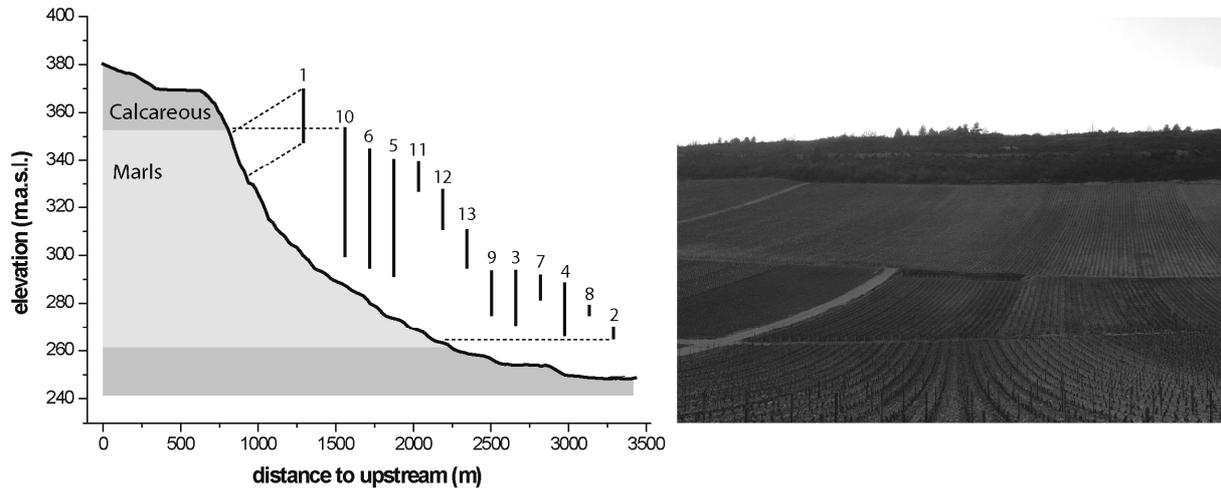


Figure 2. Topography of the studied plots in “Combe Danay”. Left: topographic cross section along the “Combe Danay” hillslope, and elevation of the 13 studied plots. Right: The “Combe Danay”, where vineyards are implanted on marly hillslopes and reach the calcareous escarpment. Rows are slope-oriented, and devoid of grassing.

Rainfall over the studied area is characterised by a mean annual pluviometry of 800 mm (Météo-France, 1994). In figure 3, is given monthly rainfall for the periods 1951-1980 and 1991-2000, from a pluviometer located at La Rochepot, 8 km from Monthélie. Differences are observed between the monthly rainfall figures for the two periods, but mean pluviometry is 811 and 818 mm per year over the 1951-1980 and 1991-2000 periods, respectively. The rainfall input is considered as constant over the last 50 years. Over the period 1991-2000, 5 rainfalls per year were over 20 mm, and one event per year is above 30 mm. The highest level of rainfall over the last five decades in the Côte area was recorded on 8th August 1975, at the closest meteorological station to Monthélie (117.3 mm, Météo-France, 1994). Rainstorms are more frequent from May to September.

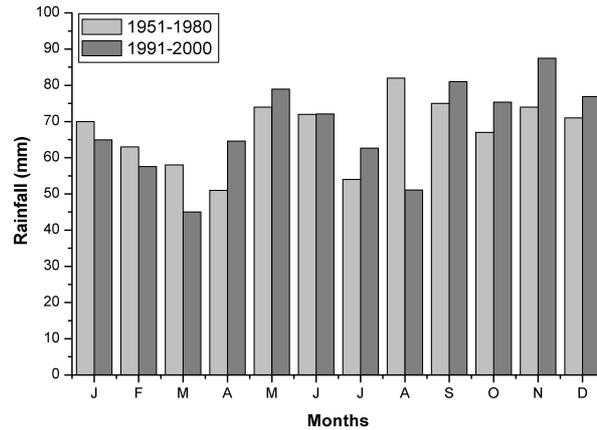


Figure 3. Monthly rainfall over the periods 1951-1980 and 1991-2000.

2.2. Studied plots

Thirteen vine plots were chosen in order to characterise erosion dynamics over the entire study area (Fig. 2). We assume that this is representative of plot distribution and cultural practices throughout the Monthélie agricultural catchment area. Twelve plots are located within the “Combe Danay”, and one within “Les Hauts Brins”. Plot topographic characteristics are presented in table 1. The mean plot slope ranges between 3.0° (plot 2) and 13.6° (plot 6, located below the edge of the plateau). The mean length ranges between 51 and 180 metres. Most of the plots present concave topography.

Plot	Mean slope ($^\circ$)	Mean length (m)	Mean curvature ($^\circ/m$)	Surface (m^2)	Elevation (m.a.s.l)	Age (year)
1	10.7 ± 2.2	83 ± 22	0.003 ± 0.051	11388	347-370	32
2	3.0 ± 0.8	58 ± 1	-0.035 ± 0.013	914	265-270	52
3	7.3 ± 2.5	116 ± 29	-0.077 ± 0.024	3116	271-294	41
4	4.7 ± 1.6	180 ± 40	-0.026 ± 0.006	2346	266-288	50
5	13.3 ± 2.2	140 ± 2	-0.052 ± 0.003	4475	290-340	20
6	13.6 ± 1.7	123 ± 1	-0.026 ± 0.015	4640	295-344	29
7	8.0 ± 2.4	56 ± 6	-0.086 ± 0.009	2308	281-292	28
8	4.1 ± 1.0	51 ± 6	-0.045 ± 0.003	2544	275-280	43
9	6.0 ± 2.8	119 ± 28	-0.082 ± 0.012	1775	275-293	49
10	11.9 ± 3.3	149 ± 2	-0.067 ± 0.006	5693	301-355	32
11	6.2 ± 1.4	80 ± 34	0.028 ± 0.017	11492	327-339	22
12	8.5 ± 1.1	81 ± 4	0.002 ± 0.015	3789	310-327	26
13	10.3 ± 0.7	79 ± 2	0.017 ± 0.019	3051	294-311	29

Table 1. Topographic settlements and age (in 2005) of the 13 studied plots in Monthélie’s catchment.

As shown in figure 2, studied plots are scattered within the study area, but are representative of the geomorphological context due to continuum of slope, length, and elevation ranges (Fig. 2 and

Tab. 1). Plot 1, located in the smallest valley, is the highest (347-370 m.a.s.l.). A fault has uplifted the “Hauts-Brins” block, and its soils are also composed of marly colluviums. Bedrock lithology and the covering colluviums are considered as homogeneous. This plot selection displays various length/slope combinations over the Monthélie catchment area, and represents Monthélie’s geomorphological context.

For plot 1, an angle of about 10° is found between row and main slope direction, but rows are always slope-oriented in the other plots studied (Fig. 2). All plots are weeded, with chemical and mechanical treatment, and with superficial ploughing twice a year: once during the spring, and once during the autumn, after the grape harvest. Ploughing is generally 5 cm deep. None of the studied plots is deep-ploughed. Deep ploughing corresponds to mounding and unmounding in order to protect vine roots from frost. This practice is only performed in the plain area, and is avoided on sloping fields. Soil and vine maintenance (chemical treatment, pruning etc.) may require repeated access by straddle tractor 15-20 times a year within inter-rows. The 13 plots selected for the study are representative of the dominant land-use practices in Monthélie.

2.3. Rootstock unearthing measurement (RUM)

A dendrogeomorphological marker was used to establish erosion rates from metre-scale up to hillslope scale (Brenot et al., 2007). The principle of soil-loss measurement is based on the unearthing of vine-rootstock (Rootstock Unearthing Measurement, “RUM”), used as a passive marker of soil-surface lowering after the first year of growth (LaMarche, 1968; Alestalo, 1971; Carrara and Caroll, 1979; Shroder, 1980; Neboit, 1991 ; Brenot et al., 2006).

Since the Phylloxera crises of the 19th century, vine species (especially Pinot Noir and Chardonnay in Burgundy) have been grafted on to an American rootstock (Legouy, 2002). The anatomy of grafted vines can be divided into two parts: American rootstock with underground roots, and aerial scion (Fig. 4A). The limit between the two parts corresponds to the graft union, materialised by a net stock diameter variation. The graft union must be located 1 cm above soil surface when vines are planted (Galet, 1993), in order to avoid contact between soil and scion. During the growth of the vine, the scion grows upwards from the graft, and the roots grow down, but the level of the graft union itself does not change. The graft union can be used as a reference indicating the original soil surface position (Fig. 4B). In Burgundy, plantation must respect a vine density of 10 000 vine stock per hectare, according to agronomic rules. When the age of the vine is known, erosion rates at a square metre resolution can be deduced from RUM for any vineyard surface (Brenot et al., 2007).



Figure 4. A: scheme of a vine stock, composed by the scion and the rootstock. The grafting level indicates the soil surface elevation at the plantation year. B: reconstruction of the palaeo-surface by linking the grafting levels.

Erosion processes and tillage operations modify the topography of the vine inter-rows (Fig. 5) by incision (runoff effects) or smoothing (splash, tillage). The alternation of both these natural and anthropogenic processes can be considered as an annual cycle. The repetition of this cycle induces soil lowering, recorded by the RUM. Detailed analyses of erosion/deposition marker spatial distribution showed that RUM reflects the main sedimentary processes (Brenot et al., 2007b).

Data were collected during the winter season 2004-2005, when tillage operations had smoothed the surface and oriented roughness was minimal, in order to minimise the quantification error due to row/inter-row elevation differences.

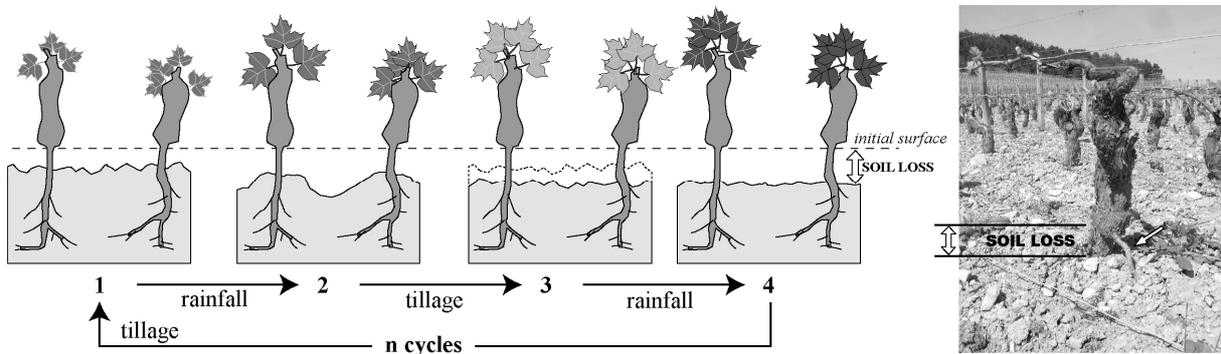


Figure 5. Scheme of soil surface lowering between two tillage operations in vineyards. A first tillage is done (1), creating cross-slope and downslope roughness. The rainfall events (2 and 4) incise and/or smooth the microtopography. The mean topography is levelled by the tillage operations. The unearthing corresponds to the integrating of the erosion effects and tillage effects.

2.4. Calculation of erosion rates and analysis resolution

In the 13 studied plots, we measured 50898 scions over 57565 m². Two scales of analysis were used. First, erosion rates were calculated at the plot scale: the total eroded volume was divided by the plot surface and the age of scions. The eroded volume was calculated from the compilation of a RUM metre-scale dataset, with a data triangulation aggregation. This volume corresponds to the volume ranging between the current soil surface and the initial soil surface. An error margin of +/- 1 cm was

added to initial surface elevation, to allow for variability in planting. Secondly, erosion rates at metre-scale resolution are given by dividing the RUM by the age of the scion.

A smoothing of data was performed by averaging the fifth adjacent values in both directions, in order to smooth the RUM signal (lack of punctual data, or natural heterogeneity at the highest resolution). The different resolution maps (Fig. 6) show that the erosion pattern can be considered as preserved from 1 up to 5 m resolution ; at 10 m resolution major artefacts appear. Finally, a dataset of 1996 points was used to explore relations between erosion rates and topographic parameters. The RUM and topographic grids were overlaid at a 5 m resolution. The topographic grids were obtained by the triangulation interpolation of topographic data, measured in the field by a laser theodolite survey.

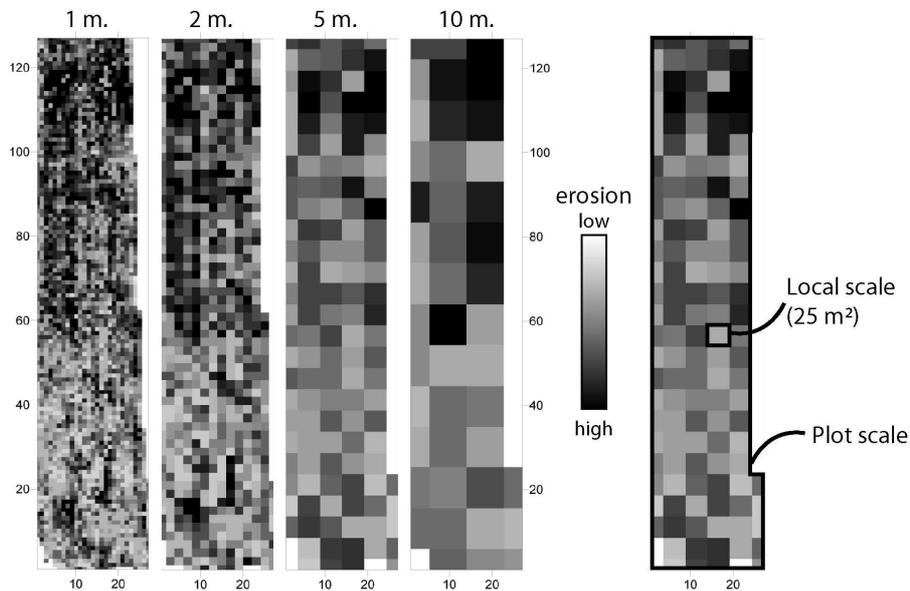


Figure 6. RUM grids (plot 3) at different pixel resolution. The 5 meter-resolution has been used for the local scale analyse.

2.5. Investigated parameters

Three topographic parameters were investigated : slope (plot or local slope), curvature (plot or local curvature), and length (plot length or distance to top). First, the erosion rate was analysed versus mean plot slope (S) and mean length. The mean plot slope was calculated by the average of local slopes. Secondly, local erosion rates were analysed versus local slope, local curvature, row curvature and distance to the top (D). The local curvature corresponds to the slope difference between two successive pixels. The centre of the pixel was chosen for D calculation, and corresponds to the pixel position from the upper boundary.

Figure 7 presents the data distribution for these three local study parameters. The curvature values are grouped in five classes: negative curvatures (concave: [-1; -0.015] and [-0.015; -0.005]), low curvatures (plane: [-0.005; 0.005]) or positive curvature (convex: [0.005; 0.015] and [0.015; 1]).

Distribution is uniform for the curvature, slope and distance data set, whereas a lack of data is observed for slopes superior to 16° and for distances superior to 140 metres. Classes are obtained with a minimum of 20 data per class.

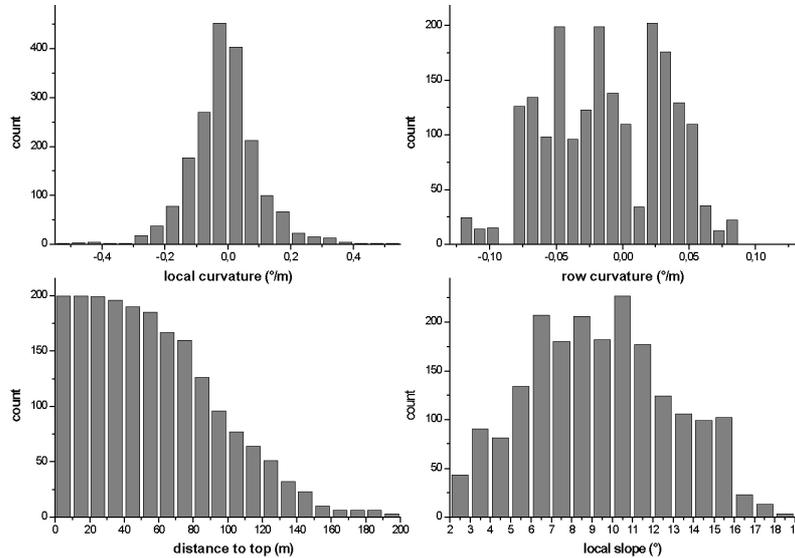


Figure 7. Frequency count of the RUM data set ($n = 1996$), plotted with the curvature, distance to top and slope values, respectively.

3. Results.

3.1. Plot slope effect

Table 2 presents characteristics and erosion rates calculated for each plot studied in the Monthélie catchment area. Erosion rates range from 0.11 ± 0.2 to 1.48 ± 0.31 mm.yr⁻¹ for plots 4 and 5 respectively, corresponding to a soil loss ranging between 1.51 ± 2.8 and 19.98 ± 6.47 t.ha⁻¹.yr⁻¹ (for a bulk density of 1.25-1.5). Effects of mean slope and mean length were analysed (Fig. 8A and 8B). Erosion rate values are correlated with mean plot slope, ranging from about 0.2 to 1.5 mm.yr⁻¹ for slope ranging from 3° to 14° (Fig. 8A). This correlation is illustrated by a linear regression with an r^2 coefficient equal to 0.72 (with relation $e = 0.086 * S$ as the best fit, $p < 0.001$).

Figure 8B presents the rates plotted with mean plot length ($r^2 = 0.02$). Here, an increasing tendency is observed only when length is inferior to 80 metres. Figure 8C presents the erosion rate variability around the best slope-dependent linear fit. Two tendencies predominate, one increasing and the other decreasing. These tendencies however are not correlated to plot elevation, curvature and age. At the catchment scale, plot erosion rates increases first with mean slope, independently of plot length ($r^2 = 0.02$). The variability (Fig. 8C) could not be explained by the other topographic parameters.

<i>Plot</i>	<i>Mean RUM (cm)</i>	<i>Erosion rate (mm.yr⁻¹)</i>	<i>Erosion rate (t.ha⁻¹.yr⁻¹)</i>
1	3.54	1.11 ± 0.31	14.94 ± 5.88
2	1.9	0.37 ± 0.17	4.95 ± 2.86
3	3.05	0.74 ± 0.2	10.05 ± 3.91
4	0.56	0.11 ± 0.2	1.51 ± 2.8
5	2.96	1.48 ± 0.31	19.98 ± 6.47
6	4.09	1.41 ± 0.22	19.06 ± 5.13
7	1.47	0.52 ± 0.34	7.08 ± 5.36
8	1.17	0.27 ± 0.21	3.66 ± 3.29
9	1.8	0.37 ± 0.19	5 ± 3.12
10	2.09	0.65 ± 0.29	8.80 ± 4.92
11	1.58	0.72 ± 0.45	9.70 ± 7.21
12	1.42	0.55 ± 0.36	7.37 ± 5.73
13	1.95	0.67 ± 0.32	9.06 ± 5.35

Table 2. Erosion thickness and erosion rates for the 13 studied plots.

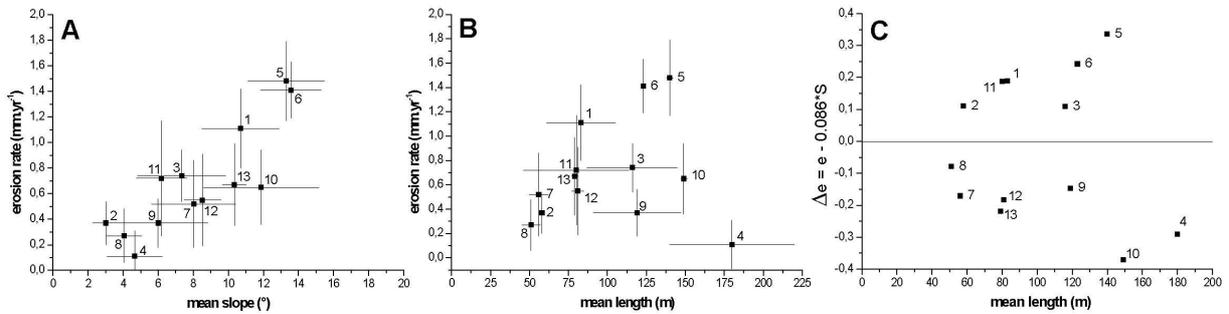


Figure 8. Erosion rates versus plot slope and length. **A:** Erosion rates versus the mean plot slope. **B:** Erosion rates versus the mean plot length. **C:** deviation of the erosion rates versus the mean plot length, according a theoretical relation between erosion rate and slope.

3.2. Local slope effect

The effects of local slope on erosion rates were explored next (Fig. 9). Erosion values have been classified following topography curvature values, either local curvature (Fig. 9A and 9B) or row curvature (Fig. 9C).

Figure 9A presents erosion rates plotted with slope, classified by local curvature type (concave or convex). On this graph, erosion rates show values increasing with slope from 0.45 to 1.39 mm.yr⁻¹ for concave curvature, and from 0.59 to 1.77 mm.yr⁻¹ for convex curvature. Convex topography is more eroded than concave topography, with a mean difference of 0.22 mm.yr⁻¹. The increasing correlation with the slope is non linear. On very gentle slopes, between 2.8 and 5.8° (concave topography) and 3 and 4.8° (convex topography), erosion increases respectively from 0.45 to 0.99 mm.yr⁻¹ and from 0.59 to 1.1 mm.yr⁻¹. For medium slopes, erosion rates are sub-constant between 5.8 and 10.6° in concave context at a mean rate of 0.94 ± 0.1 mm.yr⁻¹. Mean erosion rate, for slopes ranging between 4.8 and 9.8°, is equal to 1.11 ± 0.03 mm.yr⁻¹ when curvature is convex. For the steepest slopes, erosion values reach 1.7 ± 0.16 mm.yr⁻¹ in concave contexts for slopes ranging

between 11.4 and 16.2° , and $1.98 \pm 0.18 \text{ mm.yr}^{-1}$ between 11.2 and 15.7° for concave curvatures. This plateau shows however a slight decrease for both curvatures.

Thus, it is possible to observe three erosion phases: one showing an increasing phase when slopes are inferior to 5° , and two represented by plateaus for two slope thresholds at about 5 and 10° .

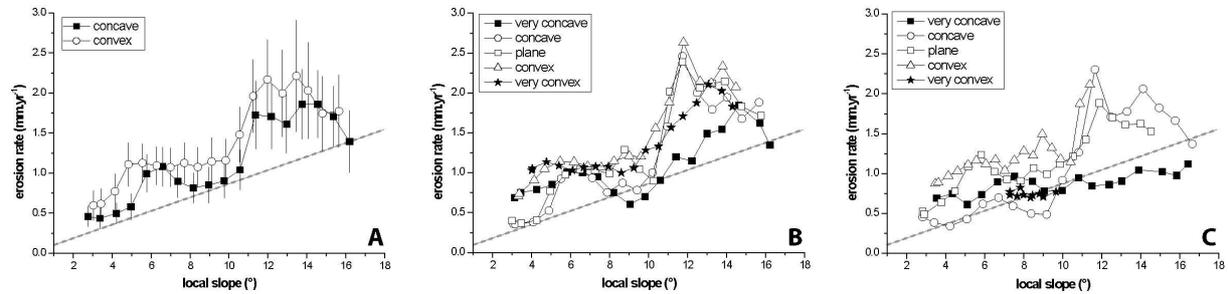


Figure 9. Erosion rates versus slope for different curvatures. **A:** erosion rates for concave or convex local curvature. **B:** erosion rates for different local curvatures. **C:** erosion rates for different row curvatures. The dot line represents the linear correlation at the plot scale.

In figure 9B, erosion rates have been divided into 5 curvature classes. A similar observation to that previously described is possible. Erosion rates increase with local slope. For concave, plane and convex curvatures, the rates vary with an increasing phase, when slopes are inferior to 5° , a plateau at 0.9 ± 0.12 , 1.04 ± 0.12 and 1.13 ± 0.06 respectively, when slopes range between 5 and 10° , and a second plateau at 1.96 ± 0.27 , 2.04 ± 0.22 and 2.2 ± 0.26 respectively, when slopes are superior to 10° .

This analysis confirms the relations described in figure 9A: three major stages of increase are observed. At first, erosion rates increase with curvature. For the highest curvatures, erosion is higher than for the lowest curvatures. However, erosion increases non linearly with slope values, as previously observed. Erosion rates increase linearly when slopes are inferior to 5° , then there is a plateau stage at about 1 mm.yr^{-1} , when slopes are inferior to 10° , and finally a second plateau stage at 2 mm.yr^{-1} , when slopes range from 10° to 16° .

Finally, in figure 9C, erosion values are plotted with the local slope, and effects of row curvature are analysed. We observe a linear increase in rates when slopes range between 2 and 10° , with mean rate values equal to 0.61 ± 0.27 , 0.9 ± 0.24 and 1.14 ± 0.16 for concave, plane and convex rows, respectively. When slopes exceed 11° , rates reach 2 mm.yr^{-1} , and decrease when slopes range between 14 and 16° . When the row topography is very concave, erosion increases slowly from 0.69 to 1.12 mm.yr^{-1} . It shows that erosion is linearly correlated with the slope when local slopes are inferior to 10° . Above this threshold, erosion rates increase from about 1 to 2 mm.yr^{-1} .

A difference is found between erosion rate ranges which depends on the spatial scale of the analysis. Erosion values are always superior to the linear relation extracted from the plot scale analysis (Fig. 9A, B and C). This difference is explained by the RUM interpolation methodology. At plot scale,

volumes are calculated by a triangulation operation that smoothes and interpolates the missing data. At the local scale, the average is calculated using only the available data.

3.3. Effect of distance to top.

Effects on erosion rates of the distance to the top, D , are the last to be analysed (Figure 10).

In figure 10A, the erosion values are grouped by slope at 2° intervals. Erosion never exceeds 1.25 mm.yr^{-1} when slopes are inferior to 10° (white symbols). Inversely, erosion rates increase when slopes are superior to 10° (black symbols), always exceeding 0.92 mm.yr^{-1} . Figures 10B and 10C present the data plotted with D when $S < 10^\circ$ or $S > 10^\circ$, respectively. In figure 10B, erosion rates decrease when row topography is concave, from 0.74 to 0.32 mm.yr^{-1} , with a mean rate equal to 0.59 ± 0.21 . Erosion rates are sub-constant (mean = $1 \pm 0.08 \text{ mm.yr}^{-1}$) when topography is plane and when D is inferior to 100 m , and then decrease down to 0.15 mm.yr^{-1} . When rows are convex, erosion increases from 0.88 to 1.3 mm.yr^{-1} (mean = $1.19 \pm 0.15 \text{ mm.yr}^{-1}$). This shows that erosion values are correlated with mean row curvature, and confirms the trends observed in figures 9A and 9B.

Figure 10C presents erosion rates when slopes are superior to 10° . It shows that erosion rates increase with D when slopes exceed 10° , for any curvature. Three stages of rate variation are observed: values increase when D varies from 40 to 60 metres, decrease when D is between 60 and 80 metres, and then increase when D exceeds 80 m . Mean values are constant, for any curvature (1.8 ± 0.44 , 1.5 ± 0.3 and $1.44 \pm 0.6 \text{ mm.yr}^{-1}$ for concave, plane and convex rows, respectively).

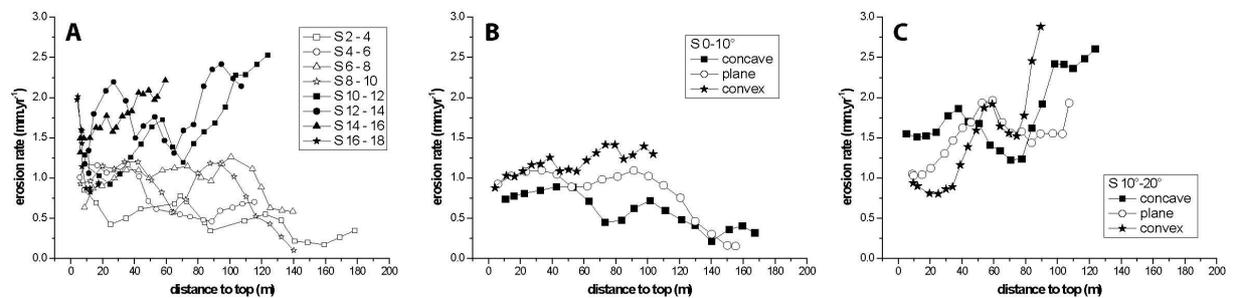


Figure 10. Erosion rates versus the distance to top for different slope and row curvatures. **A:** erosion rates for different 2° slope classes. **B:** erosion rates over gentle slopes for different row curvatures. **C:** erosion rates over steep slopes for different row curvatures.

Thus, a slope threshold equal to 10° is revealed. When slopes are inferior to 10° , soil lowering is controlled first by local topography (Fig. 9C and Fig. 10B). When slopes exceed 10° , erosion increases with distance to the top (Fig. 10C), independently of slope and curvature (Fig. 9C, Fig. 10A and 10C).

4. Discussion.

4.1. Erosion rates and agricultural practice impact

Plots on steep slopes constitute the main sediment sources within the study area. At the catchment scale, erosion rates are linearly correlated with mean plot slope, independently to length. These erosion rates range between 0.2 mm.yr^{-1} to 1.5 mm.yr^{-1} when slopes increase from 3 to 14° .

However, a relation is observed between erosion rates and plot length (Fig. 8C). Plots can be separated into two groups. The first is over-eroded; the second is under-eroded, in comparison with the slope-dependent relation. This variability is not linked to the other parameters tested. We suppose here that agricultural practices may possibly influence sediment budget at decennial scales. Thirteen plots were chosen: all are weeded and tilled, and are representative of the current dominant practices in Monthélie. However, it is clear that winegrowers have applied different tillage and maintenance operations over the time-scales considered here. As observed by Leonard and Andrieux (1998), soil properties are dependent on successive agricultural practices: these effects have been identified as a main cause of between-field variability in infiltration rates. If agricultural practice chronology could be established for each plot, its possible effects on sediment budget could be assessed. For instance, all rows are tilled, but some rows are preferred for tractor access when chemical treatment (pesticide or insecticide) is applied. This situation was observed for plot 1 : the wine-grower used only 2 grassed rows to provide access to 6 weeded rows for chemical treatment.

The erosion rates show that soil lowering ranges between 0.2 and 1.5 mm.yr^{-1} , corresponding to an eroded soil thickness equal to between 1 and 7.5 cm over the last fifty years. These rates are very superior to soil production rates, and are found in many European vineyard contexts (Hooke, 2006). This phenomenon reveals a strong anthropogenic impact, which has been identified over larger time scales (Schmitt et al., 2003; Wilkinson, 2005). Assessed erosion rates indicate high anthropogenic forcing on vineyard hillslopes. In Monthélie, the vineyard has increased in extent by more than 40% since 1968. The town has been damaged by successive mudflows. This dramatic situation has led to flood retention pond edification at the outlet of the “Combe Danay” and “Les Hauts Brins”, during the 80's. However, even if today the catchment is managed in order to limit mudflow triggering, agricultural practices remain dependent on the will of the winegrowers. The dominant practices here mentioned are counterbalanced by grassing in some plots, but this practice remains limited by (1) the reluctance of winegrowers due to the increased work involved, and (2) increased competition between grass and vines on steeper slopes, which could affect wine production. Erosion phenomena are identified and recognised by winegrowers, but are not their chief source of concern. Sediment resources are still available today because soils develop on non-cohesive marly bedrocks.

4.2. Topographic parameters and erosion processes: a slope threshold effect

Analyses of the erosion pattern were performed by plotting the RUM signal against topographical parameters. Results confirm the trends observed at the catchment scale. Erosion rates increase with local slope, but this relation is non linear. Two laws are observed. Soil lowering rate is correlated to local topography when slopes do not exceed 10° , independently of the distance to the top. In contrast, erosion is a function of the distance to top when slopes exceed 10° . In this way, the distance to top equals the drainage area. The erosion trend observed on the steepest slopes reflects a cumulative dynamics. This relation is however non linear, but erosion rates are always superior to 1 mm.yr^{-1} .

In figure 11, three examples of erosion-slope relation are presented, extracted from the DEM-RUM grids for plots 3, 6 and 11. The cross sections illustrate three topographic contexts: a decreasing slope inferior to 10° (plot 3), a decreasing slope superior to 10° (plot 6) and an increasing slope inferior to 10° (plot 11). Local erosion is correlated with slope when slopes are gentle (plots 3 and 11), and correlated with length when slopes are superior to 10° (Plot 6). With these field examples, the erosion signal presents however considerable variability around the general trends. This local variability could be due to soil property variation that modifies the detachment-deposition response (Rüttiman et al., 1995).

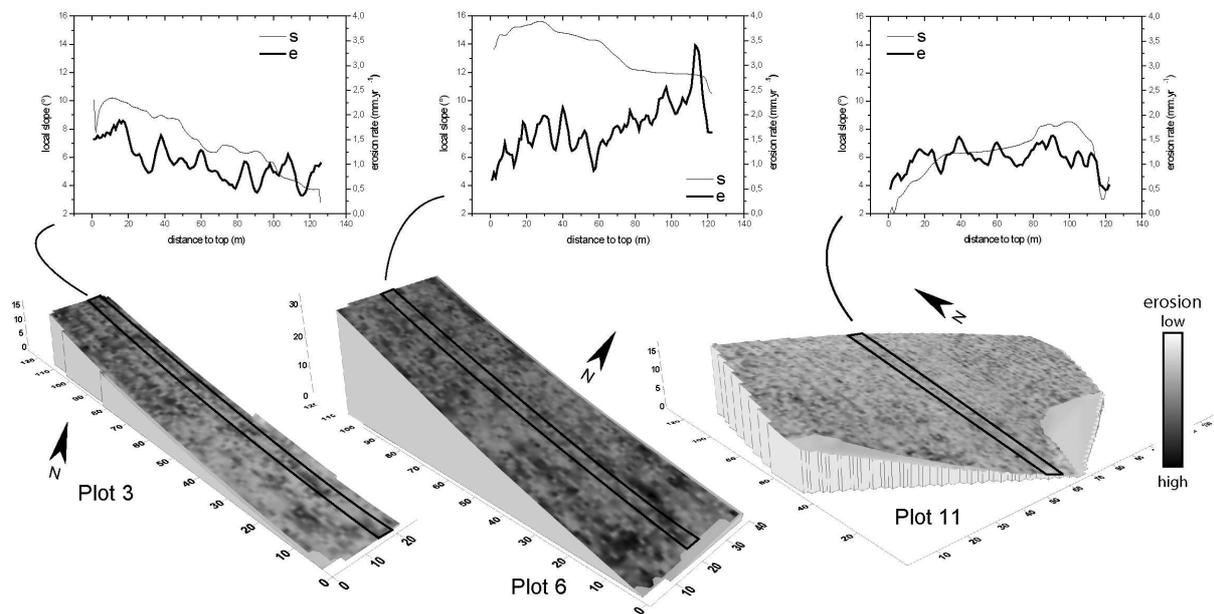


Figure 11. RUM map for the plot 3, 6 and 11. Erosion is proportional to grey scale. On the top, Slope (s) and RUM (e) profiles along three row cross sections.

Soil lowering rates are overall linked to local slope when slopes are gentle. The most efficient processes over pluri-decennial scales in the inter-rows are diffusive, following the most simple relation between sedimentary processes and topography. These processes are represented by short-distance sediment transfer (splash effects, and local redistribution). Such observations have been mentioned for

vineyards (Van Dijck, 2000) and other agricultural contexts (Govers, 1987; Rejman and Brodowski, 2005) over shorter time scales : sediment is redeposited after its detachment due to re-infiltration. This process is independent of the potential upstream drainage area due to runoff discontinuities. On steeper slopes, soil lowering rates are a function of the distance to the top. The most efficient processes are cumulative, as are expected rill effects. Soil lowering rates increases with system length, involving a process that allows the sediment to be transported over great distances.

The distinction of two sediment transport processes is the main result of this investigation.

Effects of slope on runoff triggering over rough surfaces have been studied by many authors in experimental set-ups (e.g. Huang and Bradford, 1990; Darboux et al., 2001; Kirkby, 2001). It has been established that roughness modifies water storage capacity and then controls runoff continuity at event scale (Onstad, 1984 ; Fox et al., 2000; Darboux et al., 2002; Römkens et al., 2001; Gomez and Nearing, 2005). It has been moreover demonstrated that infiltration decreases with slope, because storage capacity decreases as slope increases (Fox *et al.*, 1997; Darboux, 2001; Kirkby, 2001). The ratio between microtopography (random roughness) and macrotopography (slope) controls runoff initiation : the connectivity of overflow areas induces a path for sediment transport to the outlet (Kirkby, 2001; Darboux *et al.*, 2002). The effects of such interactions could be reflected in our study through two erosion processes, that are mostly related to local topography in the case of gentle slopes (low slope/roughness ratio) and related to row topography (high slope/roughness ratio) in the case of steep slopes.

On vine hillslopes, frequent maintenance operations reinitialise roughness conditions and row/interrow topography (Fig. 4), preventing network development, which alone could connect the system area to the outlet (Römkens et al., 2001; Gomez and Nearing, 2005).

5. Conclusion.

In this study, sediment redistribution over pluri-decennial scales on vineyard hillslopes were assessed by a dendrogeomorphological marker, represented by rootstock unearthing. This method allows the calculation of erosion rates at different spatial scales, from a few square metres to catchment area, and allows assessment of sediment transport mechanisms at decennial scales.

Analysis of erosion rates at catchment scale shows that sediment delivery is first a function of mean plot slopes, independently of length. Increased soil lowering rates suggest high anthropogenic forcing within the catchment area due to intensive agricultural practices. At higher resolution, the analyses revealed that sediment redistribution on tilled surfaces is controlled by two processes. Erosion rates are correlated with the local topography when slopes are inferior to 10°. When slopes exceed this threshold, erosion rates are a function of the upstream area, where distance to the top equals the drainage area. Assessment of erosion processes over pluri-decennial scales allows two major erosion processes on agricultural surfaces to be distinguished. The given interpretation needs further investigation in order to determine the validity of the proposed model.

This approach has however demonstrated the anthropogenic effect on sedimentary dynamics in a particular agricultural context. Vineyards and their soils are strongly affected by high erosion rates that transfer sediments, and threaten an agriculture strongly dependent on soil agronomic potential.

References cited.

- Alestalo, J. (1971) – Dendrochronological interpretation of geomorphic processes. *Fennia*, n° 105, p. 140.
- Ballif, J.-L. (1990) - Erosion dans le vignoble champenois: influence des techniques culturales (France). *Cahiers ORSTOM, série Pédologie*, XXV, 1-2, 151-156.
- Battany, M.C. and Grismer, M.E., 2000, Rainfall runoff and erosion in Napa Valley vineyards: effects of slope, cover and surface cover: *Hydrological Processes*, 14, p. 1289-1304.
- Brenot, J., Quiquerez, A., Petit, C., Garcia, J.-P., Davy, P. (2006) – Erosion rates in burgundian vineyards. *Bolletino Speciale della Società Geologica Italiana*, In press.
- Brenot, J., Quiquerez, A., Petit, C., Garcia, J.-P. (2007) – Erosion rates and sediment budget established at square meter-scale resolution using vine roots on the hillslopes of the Burgundian vineyards. Submitted.
- Carrara, P.E. and Caroll, T.R. (1979). – The determination of erosion rates from exposed tree roots in the Piceance Basin, Colorado. *Earth surface processes*, 4, 407-417.
- Chahinian, N., Moussa, R., Andrieux, P., Voltz, M. (2006) – Accounting for temporal variation in soil hydrological properties when simulating surface runoff on tilled plots. *Journal of Hydrology*, n°326, p. 135-152.
- Darboux, F., Davy, P., Gascuel-Oudou, C., Huang, C. (2001) – Evolution of soil roughness and flowpath connectivity in overland flow experiments. *Catena*, n°46, p.125-139.
- Darboux, F., Gascuel-Oudou, C., Davy, P. (2002) – Effects of surface water storage by soil roughness on overland-flow generation. *Earth Surf. Process. Landforms*, n°27, p.223-233.
- Dijck, S.J.E. (van), Asch, T.W.J. (van) (2002) – Compaction of loamy soils due to tractor traffic in vineyards and orchards and its effect on infiltration in southern France. *Soil & Tillage Research*, 63, p.141-153.
- Favis-Mortlock, D.T., Boardman, J., Parsons, A.J., Lascelles, B. (2000) – Emergence and erosion: a model for rill initiation and development. *Hydrological processes*, 14, p.2173-2205.
- Fox, D.M., Bryan, R.B. and Price, A.G. (1997) – The influence of slope angle on final infiltration rate for interrill conditions. *Geoderma*, n°80, p. 181-194.
- Fox, D.M., Bryan, R.B. (2000) – The relationship of soil loss by interrill erosion to slope gradient. *Catena*, 38, p. 211-222.
- Galet, P. (1993) - Précis de Viticulture. 6^{ème} Edition. ENSA Montpellier Editions.
- Gomez, J.A. and Nearing, M.A. (2005) – Runoff and sediment losses from rough and smooth soil surfaces in a laboratory experiment. *Catena*, n°59, p. 253-266.
- Govers, G. and Poesen, J. (1988) - Assessment of the inter-rill and rill contributions to total soil loss from an upland field plot. *Geomorphology* 1, p.343-354.
- Gril, J.-J. (1986) – L'érosion hydrique des sols dans le vignoble, Etudes comparatives de l'influence des techniques culturales à l'exemple du Beaujolais (France). *Zeitschrift fur Geomorphologie*, n°60, p. 149-160.
- Hooke, J.M. (2006) – Human impacts on fluvial systems in the Mediterranean region. *Geomorphology*, In Press.
- Huang C, Bradford JM. 1990. Depressional storage for Markovian-Gaussian surfaces. *Water Resources Research* 26(9): 2235–2242.
- Kirkby, M. (2001) – Modelling the interactions between soil surface properties and water erosion. *Catena*, n°46, p. 89-102.

- Kosmas, C., Danatalos, N., et al. (1997) – The effect of land use of runoff and soil erosion rates under Mediterranean conditions: *Catena*, 29, p. 45-59.
- Laguacherie, P., Coulouma, G., Ariagno, P., Virat, P., Boizard, H. and Richard, G. (2006) – Spatial variability of soil compaction over a vineyard region in relation with soils and cultivation operations. *Geoderma*, in press.
- LaMarche Jr, V.C. (1968) – Rates of slopes degradation as determined from botanical evidence. White Mountains, California. USGS Professional Paper 32-1, p. 341-377.
- Langford, K.J. and Turner, A.K. (1972) – Effects of rain and depression storage on overland flow. *Trans. Inst. Eng., Aust. CE 14 (2)*, p. 137-141.
- Le Bissonnais, Y., Thorette, J., Bardet, C., Daroussin, J. (2002) – L'érosion hydrique des sols en France. Rapport INRA-IFEN, 106 p.
- Leonard, J., Andrieux, P. (1998) – Infiltration characteristics of soils in Mediterranean vineyards in Southern France. *Catena*, n°32, p. 209-223.
- Martinez-Casasnovas, J.A., Ramos, M.C. and Ribes-Dasi, M. (2002) - Soil erosion caused by extreme rainfalls events: mapping and quantification in agricultural plots from very detailed digital elevation models: *Geoderma*, 105, p. 125-140.
- Martinez-Casasnovas, J.A., Concepcion Ramos, M., Ribes-Dasi, M. (2005) – On-site effects of concentrated flow erosion in vineyards: some economic implications. *Catena*, 60, p. 129-146.
- Météo-France, Conseil général de la Côte-d'Or (1994) – Atlas climatique de la Côte d'Or, 130p.
- Neboit, R. (1991) - L'homme et l'érosion. Publication de l'Université de Clermont-Ferrand, n°34, 269 p.
- Onstad, C.A. (1984) – Depression storage on tilled soil surfaces. *Transactions of the ASAE n°27*, p. 729–732.
- Porto, P., Walling, D.E., Ferro, V., 2001, Validating the use of caesium-137 measurements to estimate soil erosion rates in a small drainage basin in Calabria, Southern Italy: *Journal of Hydrology*, 248, p. 93-108.
- Porto, P., Walling, D.E., Tamburino, V., Callegari, G. (2003) – Relating caesium-137 and soil loss from cultivated land. *Catena*, n°53, p.303-326.
- Quine, T.A. and Walling, D.E., 1991, Rates of soil erosion on arable fields in Britain: quantitative data from caesium-137 measurements: *Soil Use and Management*, v. 1.7, 4, p. 169-176.
- Rejman, J., Brodowski, R., 2005, Rill characteristics and sediment transport as a function of slope length during a storm event on loess soil: *Earth Surface Processes and Landforms*, 30, 231-239.
- Ritchie, J.C., McHenry, J.R. (1990) – Application of radioactive fallout ¹³⁷Cs for measuring soil erosion and sediment accumulation rates and patterns: a review. *J. Environ. Qual.*, 19, p. 215-233.
- Romero-Diaz, A., Cammeraat, L.H., Vacca, A., Kosmas, C. (1999) – Soil erosion at three experimental sites in the Mediterranean. *Earth Surfaces Processes and Landforms*, 24, p. 1243-1256.
- Römken, M.J.M., Helming, K. and Prasad, S.N. (2001) – Soil erosion under different rainfall intensities, surface roughness, and soil water regimes. *Catena*, n°46, p. 103-203.
- Schaller, K. & Emde, K. (2000) - Investigations on the influence of different soil tillage systems on soil erosion and surface runoff in hilly land sites. In: XXVème Congrès Mondial de la vigne et du vin, Section 1: Viticulture, 107-114.

- Schmitt, A., Dotterweich, M., Schmidtchen, G. and Bork, H.-R. (2003) – Vineyards, hopgardens and recent afforestation effects of late Holocene land use change on soil erosion in northern Bavaria, Germany: *Catena*, 51, p. 241-254.
- Shroder, J. Jr. (1980) – Dendrogeomorphology: review and new techniques of tree ring dating. *Progress in Physical Geography*, 4(2):161-188.
- Stroosnijder, L. (2005) – Measurement of erosion: It is possible? *Catena*, v. 64, p. 162-173.
- Takken, I., Jetten, V., Govers, G., Nachtergaele, J., Steegen, A. (2001) – The effect of tillage-induced roughness on runoff and erosion patterns. *Geomorphology*, n°37, p.1-14.
- Tropeano, D. (1983) – Soil erosion on vineyards in the Tertiary piedmontese basin (Northwestern Italy). *Rainfall Simulation Runoff and Erosion*, De Ploey J. (ed.), Catena-Verlag: Braunschweig, p.115-127.
- Vandaele, K., Poesen, J., Govers, G., Wesemael, B. (1996) – Geomorphic threshold conditions for ephemeral gully incision. *Geomorphology*, 16, p. 161-173.
- Van de Perk, M., Jetten, V. (2006) – The use of a simple sediment budget model to estimate long-term contaminant export from small catchments. *Geomorphology* XX.
- Van Dijck, S.J.E. (2000) – Effects of agricultural land use on surface and erosion in a Mediterranean area. Thèse de Doctorat de l'Université d'Utrecht, Netherlands Geographical Studies, n°263, 258 p.
- Wainwright, J., Parsons, A.J., Michaelides, K., Powell, M. and Brazier, R., 2003, Linking short and long term soil erosion modelling, in Lang, A., Henrich, K., and Dikau, R., eds., Long term hillslope and fluvial system modelling, Berlin, Germany, Springer-Verlag, p. 37-51.
- Wicherek, S. (1991) - Viticulture and Soil Erosion in the North of Parisian Basin; Example: the Mid Aisne Region. *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd.*, 83, 115-126.

4.3. Applications aux autres versants, et comparaison des trois sites.

4.3.1. Application aux versants d'Aloxe-Corton.

Sur le versant Sud-Ouest de la butte de Corton (Figure 4.9), 14 parcelles ont été étudiées. Toutes les parcelles sont situées sur l'appellation des Grands crus « Le Charlemagne », et la majorité des parcelles appartiennent au même domaine (Tableau 4-3). La moitié de la zone étudiée est en situation de monopole, tandis que la moitié Sud-est est divisée en petite parcelle et les propriétaires sont très nombreux.

Les variations de pente depuis l'amont vers l'aval du versant, de 6 à 12°, sont beaucoup plus faibles qu'à Monthélie. Les pentes les plus fortes sont situées à mi-coteau, sur le substrat marneux. La variabilité de pente intraparcellaire demeure faible, en raison de la topographie de versant et des faibles longueurs de parcelles, qui atteignent au maximum 80 mètres. La surface des parcelles étudiées est surtout fonction de leur largeur, qui atteint 150 m. Les parcelles sont orientées dans le sens de la plus grande pente. L'ensemble de la surface étudiée correspond à la mesure de 36118 ceps. Comme à Monthélie, l'âge des ceps en 2005 est compris dans une fourchette de 20-50 ans.

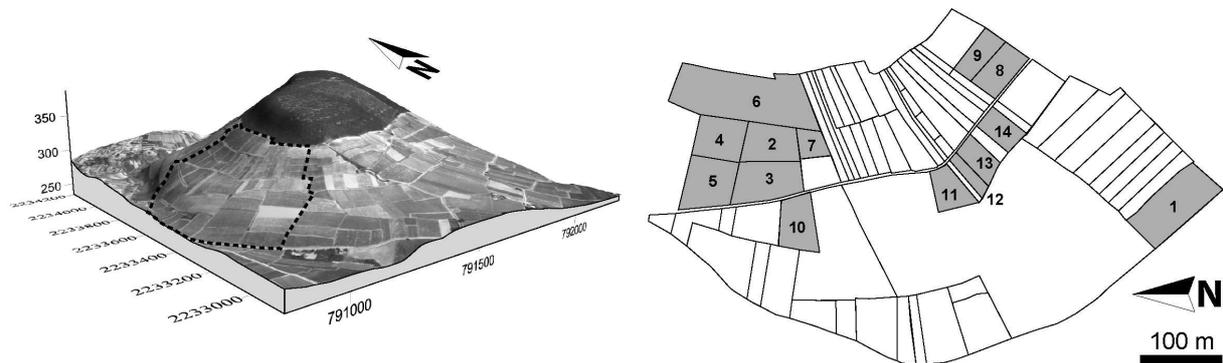


Figure 4.9. Vue aérienne de la butte de Corton sur les communes d'Aloxe-Corton et de Pernand-Vergelesses. Parcelleire du versant étudié et localisation des parcelles étudiées.

Parcelle	Latitude (N)	Longitude (E)	Altitude (m.a.s.l.)	Lieu dit	Propriétaire	Année de plantation	Nombre de ceps mesurés
AC01	233110	791070	262-266	Le Charlemagne	D° du Bault de la Morinière	1980	4102
AC 02	233600	791150	307-315	Le Charlemagne	D° du Bault de la Morinière	1955	2591
AC 03	233610	791110	315-329	Le Charlemagne	D° du Bault de la Morinière	1955	3334
AC 04	233670	791150	314-328	Le Charlemagne	D° du Bault de la Morinière	1955	2323
AC 05	233690	791100	304-314	Le Charlemagne	D° du Bault de la Morinière	1955	3733
AC 06	233650	791200	330-345	Le Charlemagne	D° du Bault de la Morinière	1955	7740
AC 07	233580	791160	316-326	Le Charlemagne	D° du Bault de la Morinière	1955	1122
AC 08	233330	791240	305-314	Le Charlemagne	Domaine Latour	1960	2537
AC 09	233350	791260	316-324	Le Charlemagne	Domaine Latour	1960	1420
AC 10	233530	791050	295-305	Le Charlemagne	D° du Bault de la Morinière	1955	1491
AC 11	233390	791080	292-304	Le Charlemagne	D° du Bault de la Morinière	1980	2040
AC 12	233360	791100	290-301	Le Charlemagne	?	1958	598
AC 13	233350	791130	291-302	Le Charlemagne	?	1985	1535
AC 14	233320	791160	291-302	Le Charlemagne	Mr Chapuis	1952	1552

Tableau 4-3. Caractéristiques géographiques et données sur les parcelles d'Aloxe-Corton.

Parcelle	Volume érodé (m ³)	Age (année)	Pente (°)	Longueur (m)	Largeur (m)	Hauteur érodée (cm)	Vitesse d'érosion (mm.yr ⁻¹)	Vitesse d'érosion (t.ha ⁻¹ .yr ⁻¹)
AC01	260.3	24 ± 0	6.1 ± 1.26	45	121	3.55 ± 1	1.46 ± 0.42	19.72 ± 7.82
AC02	153.5	50 ± 0	11.97 ± 1.2	46	75	3.85 ± 1	0.77 ± 0.2	10.42 ± 3.86
AC03	248.5	50 ± 0	10.46 ± 1.19	53	90	5.01 ± 1	1.00 ± 0.2	13.58 ± 4.2
AC04	167.1	50 ± 0	10.84 ± 0.85	41	63	4.82 ± 1	0.96 ± 0.2	13.01 ± 4.15
AC05	188.4	50 ± 0	9.68 ± 1.48	71	68	3.27 ± 1	0.65 ± 0.2	8.83 ± 3.68
AC06	459.7	50 ± 0	9.36 ± 1.4	70	150	3.51 ± 1	0.70 ± 0.2	9.48 ± 3.75
AC07	83.6	50 ± 0	11.57 ± 1.4	36	36	5.59 ± 1	1.12 ± 0.2	15.09 ± 4.38
AC08	63.1	44 ± 0	12.32 ± 1.2	39	67	1.35 ± 1	0.31 ± 0.23	4.14 ± 3.53
AC09	28.5	44 ± 0	11.33 ± 1.03	23	67	0.91 ± 1	0.21 ± 0.23	2.79 ± 3.38
AC10	97	50 ± 0	7.65 ± 1.45	70	20	4.58 ± 1	0.92 ± 0.2	12.36 ± 4.07
AC11	108.5	24 ± 0	7.12 ± 1.23	67	40	3.74 ± 1	1.56 ± 0.42	21.02 ± 7.96
AC12	33.7	42 ± 2*	8.45 ± 3.45	60	16	3.49 ± 1	0.84 ± 0.2	11.22 ± 3.93
AC13	56.0	21 ± 2*	8.28 ± 1.73	54	31	2.21 ± 1	1.06 ± 0.38	14.25 ± 6.65
AC14	29.6	53 ± 0	7.75 ± 1.74	51	42	0.603 ± 1	0.12 ± 0.19	1.54 ± 2.72

Tableau 4-4. Caractéristiques topographiques et vitesses de l'érosion sur les parcelles d'Aloxe-Corton.

Les vitesses d'érosion sont comprises entre 0.12 et 1.56 mm/an, ce qui correspond à des vitesses de 1.54 à 21.02 t/ha/an (Tableau 4-4). La relation entre ces vitesses d'érosion et les paramètres topographiques (pente, longueur) est présentée sur la Figure 4.10.

La relation entre les vitesses et la pente moyenne des parcelles est anti-corrélée ($r^2 = 0.2$; $p < 0.001$). La parcelle 14 est nettement en dehors du nuage de points. D'après les observations de terrain, les opérations de mulching sur cette parcelle pourraient expliquer la faible vitesse d'érosion. Les vitesses d'érosion montrent une augmentation avec la longueur moyenne des parcelles ($r^2 = 0.1$; $p < 0.001$). Ces deux tests exploratoires montrent que la relation entre les paramètres topographiques et les vitesses d'érosion est très différente de la relation établie à partir des mesures faites sur le versant de Monthélie. S'il existe bien une anti-corrélation entre les vitesses et la pente, et une corrélation entre les vitesses et la longueur, ces relations sont à contraster avec les faibles variabilités en pente et longueur sur ce versant.

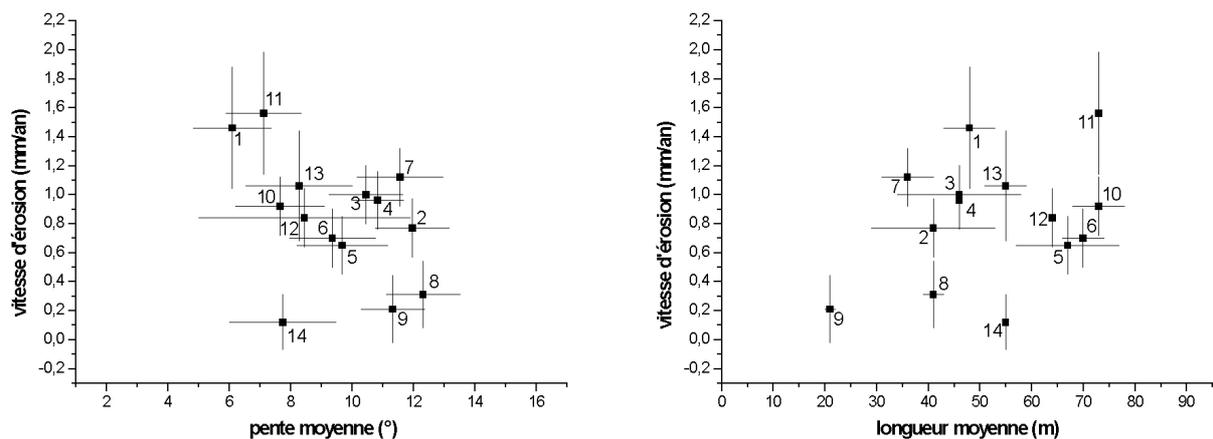


Figure 4.10. Diagramme des vitesses d'érosion en fonction de la pente moyenne et de la longueur moyenne des parcelles sur le versant d'Aloxe-Corton.

La même analyse est réalisée à partir des vitesses d'érosion calculées pour les séries de rangs, dont la relation avec la pente moyenne et la longueur des rangs est testée sur la Figure 4.11. La parcelle AC14 n'a pas été incluse dans cette analyse. Dans les deux tests, les coefficients de corrélation

linéaire sont inférieurs à 0.1 ($p < 0.01$). Les vitesses d'érosion montrent une légère décroissance avec la pente. On note que les vitesses d'érosion n'évoluent pas avec l'augmentation de la longueur des rangs, et varient dans une fourchette de valeurs comprises entre 0.5 et 2.5 mm/an pour des longueurs de rangs qui varient de 30 à 80 mètres. La faible variabilité intra et interparcellaire des pentes et des longueurs de rangs des parcelles étudiées ne permettent pas de renseigner sur l'évolution des vitesses d'érosion en deçà et au-delà de ces limites.

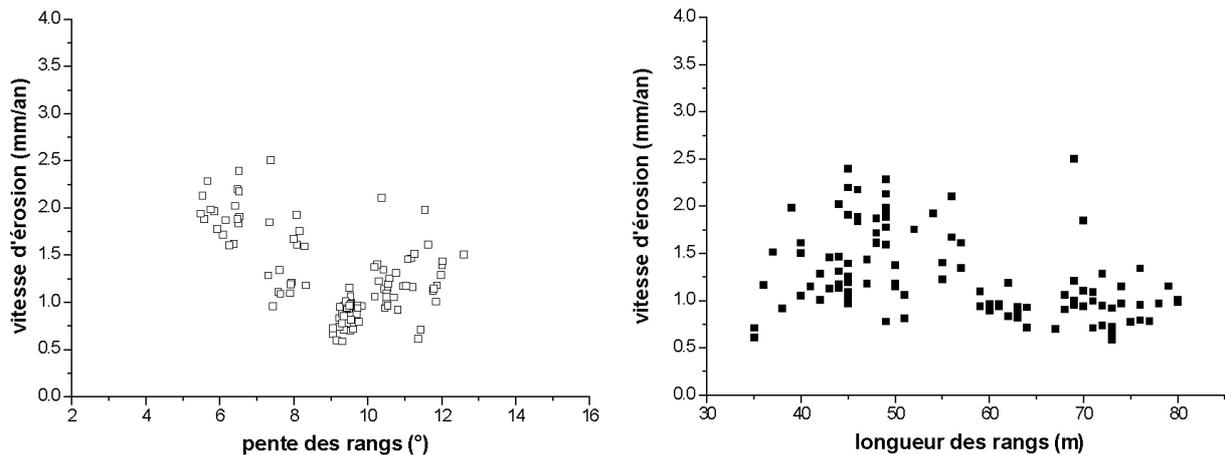


Figure 4.11. Vitesses d'érosion à l'échelle des rangs en fonction de la pente moyenne et de la longueur moyenne des rangs sur le versant d'Aloxe-Corton, à l'exception des rangs des parcelles AC08, AC09 et AC14.

4.3.2. Application au versant de Vosne-Romanée.

Sur le versant de Vosne-Romanée, 14 parcelles ont été étudiées. Les parcelles couvrent la moitié supérieure du versant depuis des pentes de 7° jusqu' à 12° en haut de versant. La position de chacune des parcelles est indiquée sur la Figure 4.12 et les autres caractéristiques des parcelles sont indiquées sur le Tableau 4-5. Pour les 14 parcelles étudiées, la longueur des parcelles varie de 20 à 160 mètres.

La quantification de l'érosion a été effectuée à partir de la mesure de 25551 cepts sur les 14 parcelles. Leur âge est compris entre 28 et 69 ans. Les résultats de la quantification sont présentés dans le Tableau 4-6. Les vitesses d'érosion varient de 0.13 à 0.77 mm/an. Ces vitesses correspondent à des vitesses d'érosion des sols de 1,73 à 10,44 t/ha/an. Les vitesses ne dépassent jamais 1 mm/an, contrairement aux autres versants.

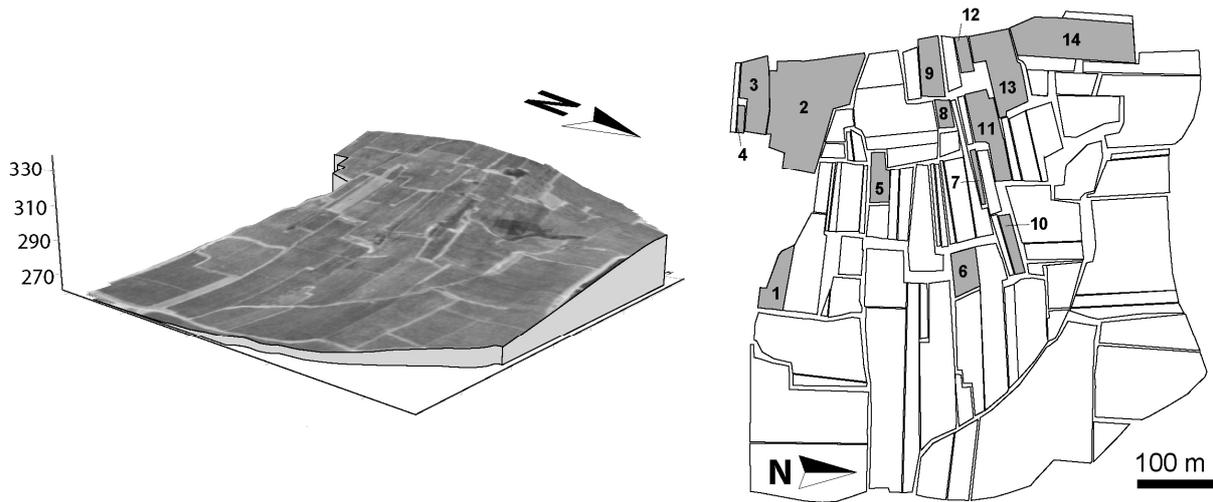


Figure 4.12. Vue aérienne du versant étudié sur la commune de Vosne-Romanée. Parcellaire et localisation des parcelles étudiées.

Parcelle	Latitude	Longitude	Altitude (m.a.s.l.)	Lieu dit	Propriétaire	Année de plantation	Nombre de ceps mesurés
VR01	47.161476°	2.60738°	286-300	Aux Reignots	SCE Forey	1972	1406
VR02	47.161582°	2.608522°	319-347	Aux Champs-Perdrix	Mr Clerc	1952	5435
VR03	47.161111°	2.608317°	329-348	Aux Champs-Perdrix	Mr Martin	1962	1786
VR04	47.160981°	2.608658°	328-335	Aux Champs-Perdrix	Mr Arnoux	1935	219
VR05	47.162323°	2.609501°	309-322	Aux Petits-Monts	Mr Lamadon	1945	1078
VR06	47.163156°	2.610830°	290-297	Les Richebourgs	D° Mongeard-Mugneret	1966	935
VR07	47.163268°	2.609495°	307-318	Aux Petits-Monts	Mr Gerbet	1955	387
VR08	47.162959°	2.608584°	325-331	Aux Petits-Monts	Mr Magnien	1945	395
VR09	47.162822°	2.607900°	332-345	Aux Petits-Monts	Mr Noëllat ? Mr Sirugue ?	1945	1543
VR10	47.163596°	2.610463°	292-303	Les Richebourgs	Mr Rouget	1944	655
VR11	47.163431°	2.608918°	310-320	Les Barreaux	Mr Sirugue	1955	2312
VR12	47.163138°	2.607733°	334-342	Les Barreaux	Mr Sirugue	1958	500
VR13	47.163468°	2.608004°	322-340	Les Barreaux	Maison Méo-Camuset	1955	2367
VR14	47.164179°	2.607722°	309-335	Les Barreaux	Mr Sirugue	1963	6533

Tableau 4-5. Caractéristiques géographiques des parcelles de Vosne-Romanée.

Parcelle	Volume érodé (m ³)	Age (année)	Pente (°)	Longueur (m)	Largeur (m)	Hauteur érodée (cm)	Vitesse d'érosion (mm.yr ⁻¹)	Vitesse d'érosion (t.ha ⁻¹ .yr ⁻¹)
VR01	36.11	28 ± 5*	9.35 ± 1.3	82	24	1.08 ± 1	0.39 ± 0.29	5.3 ± 4.46
VR02	355.49	51.5 ± 2.5	10.65 ± 1.12	134	106	3.05 ± 1	0.56 ± 0.16	7.61 ± 3
VR03	65.31	42 ± 3.5*	10.53 ± 1.06	107	33	1.44 ± 1	0.33 ± 0.21	4.46 ± 3.33
VR04	9.27	69 ± 0	10.65 ± 1.62	32	10	1.89 ± 1	0.27 ± 0.15	3.69 ± 2.37
VR05	28.94	59 ± 3*	10.27 ± 0.9	69	24	1.03 ± 1	0.17 ± 0.15	2.23 ± 2.31
VR06	20.58	38 ± 5*	7.29 ± 1.28	50	25	1.1 ± 1	0.18 ± 0.24	2.49 ± 3.5
VR07	10.29	49 ± 5	9.31 ± 1.64	75	7	1.43 ± 1	0.29 ± 0.17	3.94 ± 2.79
VR08	10.07	60 ± 2.5*	8.78 ± 1.66	32	20	0.77 ± 1	0.13 ± 0.16	1.73 ± 2.37
VR09	35.98	60 ± 2.5*	8.89 ± 1.47	75	27	0.96 ± 1	0.16 ± 0.16	2.15 ± 2.4
VR10	28.9	59 ± 2.5*	7.74 ± 1.09	74	13	2.1 ± 1	0.35 ± 0.15	4.73 ± 2.58
VR11	142.5	49 ± 5	9.33 ± 0.71	124	31	3.79 ± 1	0.77 ± 0.13	10.44 ± 2.45
VR12	13.05	46.5 ± 2.5	9.97 ± 1.29	40	14	1.38 ± 1	0.3 ± 0.2	4 ± 3.13
VR13	66.83	49 ± 5	9.93 ± 1.27	106	39	1.3 ± 1	0.26 ± 0.18	3.57 ± 2.79
VR14	212.41	41 ± 0	9.96 ± 2.37	149	52	2.13 ± 1	0.52 ± 0.24	7.01 ± 4.07

Tableau 4-6. Vitesses d'érosion pour les parcelles étudiées sur le versant de Vosne-Romanée

Les relations entre vitesses d'érosion et paramètres topographiques des parcelles sont présentées sur la Figure 4.13. Le diagramme érosion/pente montre ne met pas en évidence de dépendance. Ici, le coefficient de régression linéaire est de 0.06. Cette non-corrélation est à contraster

avec la faible variabilité de pente. En revanche, le diagramme érosion/longueur montre que les vitesses d'érosion augmentent avec la longueur des parcelles, depuis 0.1 mm/an pour des longueurs de 30 mètres, jusqu'à 0.7 mm/an pour des longueurs de 120 mètres. Cette relation linéaire a un coefficient de régression de 0.5 ($p < 0.001$), et est du type $e \sim 0.005 * L$. Les paramètres de pente et de longueur sont ici indépendants ($r^2 < 0.001$).

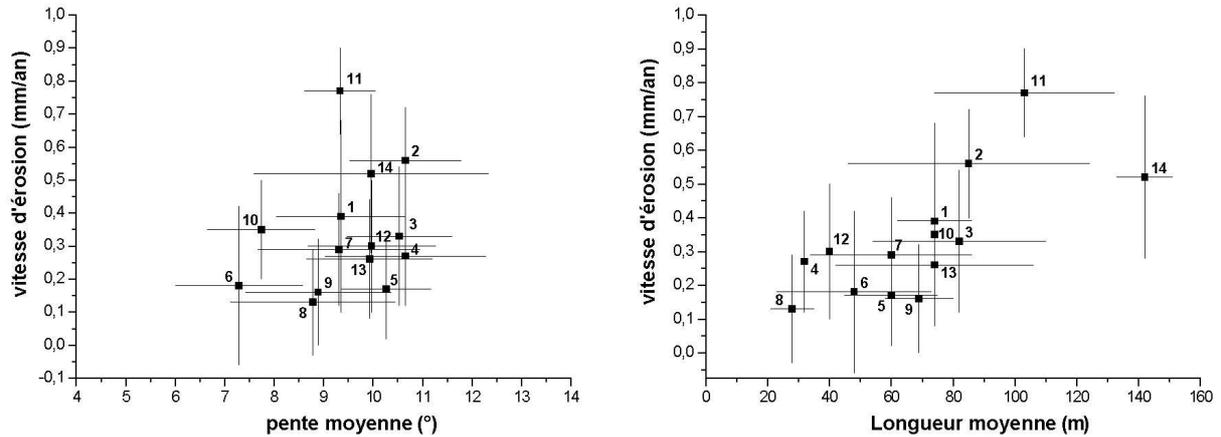


Figure 4.13. Diagramme des vitesses d'érosion en fonction de la pente moyenne et de la longueur moyenne des parcelles sur le versant de Vosne-Romanée.

Les vitesses d'érosion à l'échelle des rangs sont présentées sur la Figure 4.14 selon la longueur des rangs et selon leur pente moyenne. Ces vitesses sont linéairement reliées à la longueur selon un coefficient de relation de 0.4 ($p < 0.001$). Il existe une importante dispersion des valeurs d'érosion autour de la droite de régression, que la pente moyenne des rangs n'explique pas. Cependant, cette relation linéaire est bien vérifiée pour la population de rangs dont les pentes sont comprises entre 9 et 10° ($r^2 = 0.43$; $p < 0.001$).

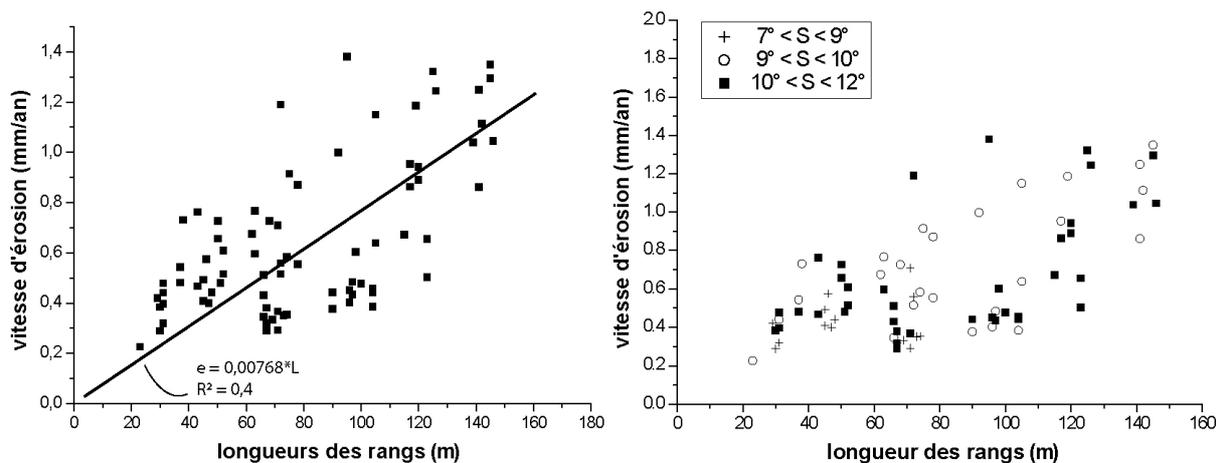


Figure 4.14. Vitesses d'érosion calculées à l'échelle des rangs de Vosne-Romanée.

4.3.4. Conclusions.

L'analyse de l'érosion par l'étude des effets des paramètres de pente et de longueur sur la variation des vitesses d'érosion sur les versants d'Aloxe-Corton et de Vosne-Romanée montre que la topographie seule n'explique pas la distribution de l'érosion à l'échelle des coteaux étudiés. A Aloxe-Corton, les vitesses d'érosion semblent anti-corrélées à la valeur des pentes, tandis qu'il y a une indépendance des flux par rapport à la longueur des rangs. A Vosne-Romanée, les vitesses d'érosion semblent corrélées à la longueur des rangs, tandis que le faible jeu de pente de l'étude ne permet pas de d'identifier une quelconque relation à la pente. Il n'existe pas pour ces deux versants de relation a priori simple entre vitesse d'érosion et topographie, alors que cette relation a pu être mise en évidence à toutes les échelles spatiales d'analyse pour les versants de Monthélie.

Cependant, en comparant les flux obtenus pour les trois versants, on constate que les valeurs d'érosion sont pour l'ensemble des 41 parcelles étudiées du même ordre de grandeur (Figure 4.15). Le versant de Vosne-Romanée présente des valeurs de manière générale inférieures aux vitesses des deux autres sites, ne dépassant jamais 1 mm/an.

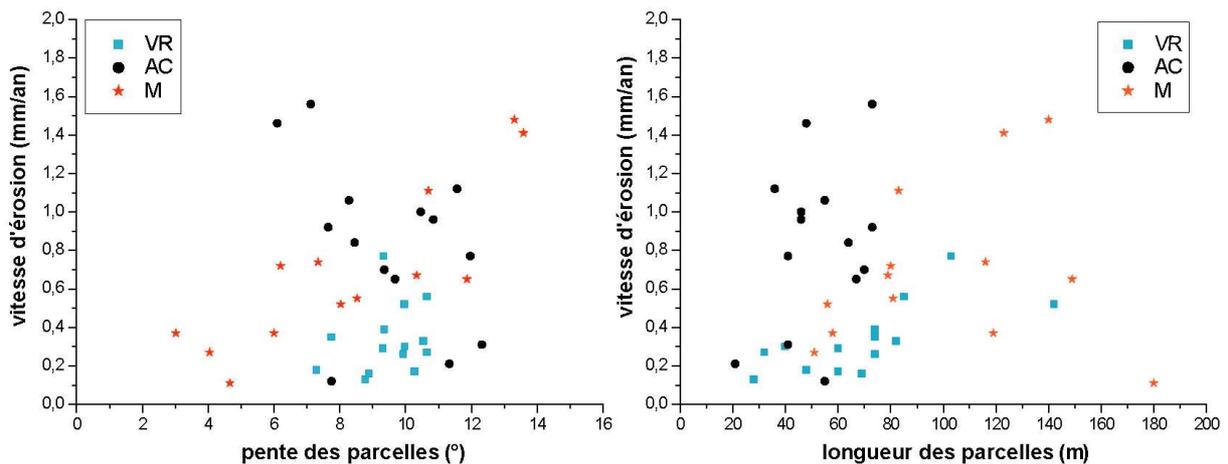


Figure 4.15. Comparaison des vitesses d'érosion pour les trois versants étudiés en fonction de la pente et de la longueur moyenne des parcelles.

La comparaison des flux à l'échelle des rangs montre que les vitesses d'érosion sont également toutes du même ordre de grandeur (Figure 4.16). Les flux mesurés à Vosne-Romanée demeurent inférieurs aux flux des deux autres sites. De manière générale, il existe une très forte dispersion des vitesses d'érosion ; ces deux graphiques ne mettent pas en évidence de relation entre la topographie et les vitesses d'érosion des sols viticoles à l'échelle des trois sites étudiés. Si un modèle de l'érosion topographique a pu être mis en évidence à Monthélie, comme modèle de premier ordre, ce modèle ne peut caractériser la dynamique des parcelles d'Aloxe-Corton et de Vosne-Romanée.

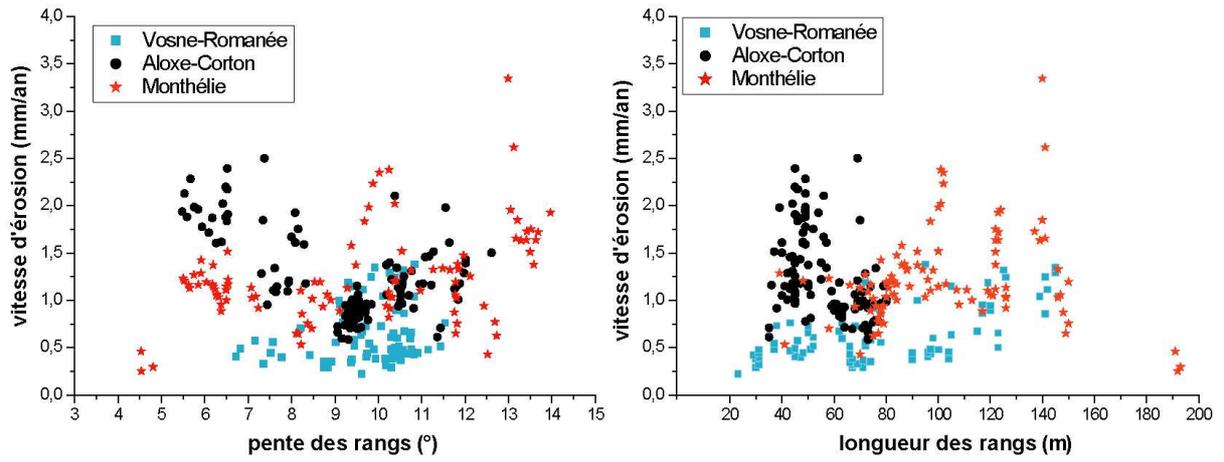


Figure 4.16. Comparaison des vitesses d'érosion pour les trois versants étudiés en fonction de la pente et de la longueur moyenne des parcelles.

4.3.5. Article 4 (publié dans le *Bulletino della Società Geologica Italiana*)¹ : Vitesses d'érosion des vignobles bourguignons.

Soil erosion rates in Burgundian vineyards.

Résumé : Les vignobles bourguignons sont affectés par des phénomènes d'érosion qui transfèrent les sédiments le long des versants. Les vignes de cette étude se situent sur les versants marno-calcaires qui bordent le fossé bressan. Les effets combinés d'un climat qui se manifeste sous la forme d'orages violents et d'une culture de versant sur des pentes qui peuvent atteindre 25° se traduisent par une lente ablation des formations limono-sableuses qui constituent le substrat des vignes. Une quantification de l'érosion sur une échelle pluri-décennale a été réalisée sur trois parcelles réparties le long de la Côte. Cette quantification est basée sur la mesure du déchaussement des ceps de vigne. Cette méthode permet de restituer les paléo-surfaces et de quantifier les volumes érodés depuis la première année de plantation. Des vitesses d'érosion des sols estimées à 1 mm/an caractérisent une situation critique pour le maintien d'un patrimoine pédologique, et par conséquent d'une composante fondamentale du terroir.

¹ Le présent article a fait l'objet d'une communication au 32^{ème} IGC, qui s'est tenu à Florence en Août 2004, dans la session « Wine and Geology ».

SGI 07 V02 Bollettino

Boll. Soc. Geol. It., Volume Speciale n. 00 (2006), 00-00, 4 ff., 3 tabb.

**Queste bozze, corrette e accompagnate dall'alle-
gato preventivo firmato e dal buono d'ordine,
debbono essere restituite immediatamente alla
Segreteria della Società Geologica Italiana
c/o Dipartimento di Scienze della Terra
Piazzale Aldo Moro, 5 – 00185 ROMA**

Soil erosion rates in Burgundian vineyards

JEROME BRENOT (*) (**), AMELIE QUIQUEREZ (*), CHRISTOPHE PETIT (***),
JEAN-PIERRE GARCIA (*) & PHILIPPE DAVY (**)

ABSTRACT

Burgundian vineyards are affected by erosion phenomena that induce sediment transfer along hillslopes. The vineyard under study has occupied the western Bressan rift border for 1000 years, benefiting from marly limestone bedrock and its silt-sand covering. The combined effects of rainstorms and monoculture on slopes reaching 25°, induce a high level of erosion in the arable soil layer. Quantification of erosion rates on a pluri-decennial scale, using vine roots as a palaeo-surface marker, has been performed on three parcels on three sites along the Côtes-de-Nuits and Côtes-de-Beaune. Assessed erosion rates of around 1 mm.yr⁻¹ characterise current erosive dynamics involving a critical situation for soil sustainability, and consequently for terroir conservation.

KEY WORDS: *Erosion rate, vineyards, Burgundy.*

RIASSUNTO

Tassi di erosione del suolo nei vigneti del Borgogna.

I vigneti della costa della Borgogna presentano fenomeni di erosione lungo i versanti. Questi vigneti occupano il bordo degli altipiani che sono sospesi sulla pianura della Bresse, caratterizzate da substrati marmo-calcarei giurassici e da coperture superficiali limoso-sabbiose. L'effetto combinato di una monocoltura su forti pendenze e di forti temporali provoca l'erosione di strati arabili dove sono state piantate le viti.

Una quantificazione dell'erosione è stata realizzata su tre zone della Côte de Nuits e della Côte de Beaune. I tassi d'erosione che raggiungono 1 mm.an⁻¹ indicano che la dinamica attuale di tali altipiani è in una situazione critica per la conservazione del suolo e dunque del territorio.

TERMINI CHIAVE: *Tasso di erosione, vigneti, Borgogna.*

INTRODUCTION

The quantification of soil degradation in terms of budget and quality, in the Burgundian vineyards, is crucial for environmental and economic reasons since it has direct consequences for wine-growing (CHAMBRE D'AGRICULTURE DE SAONE-ET-LOIRE, 1988). Erosion processes cause the physical ablation of plots by gullyng, and soil exportation by mudflows, during rainstorm events. These processes lead to an ablation of hillslope covers where vineyards are implanted (fig. 1). In order to maintain soils on hillslopes, anthropic earth supply is transferred to these gullies, which modifies soil loss budget. Therefore,

sediment distribution in Burgundian vineyards results from slope dynamic processes and agricultural practices.

The purpose of this study is to describe soil losses, and to quantify and compare soil erosion rates, from the survey of three representative plots in the Burgundy vineyards. This study, if extended to the scale of all Burgundian vineyards, should allow the relative importance of natural and anthropic processes to be quantified, leading to further discussion of the sustainability of the Burgundian terroir.

STUDY CONTEXT

Three plots have been studied in the Burgundian vineyards (fig. 2): Vosne-Romanée and Aloxe-Corton located on the Côtes-de-Nuits, and Monthélie on the Côtes-de-Beaune. All these vineyards are located along a fault-scarp relief induced by Bressan rifting that constitutes the eastern border of the limestone plateaux. The slopes are composed of Middle to Upper Jurassic limestones and marls (MÉRIAUX *et alii*, 1981). Lithology of these sites changes from north to south with increasing marly outcrops (fig. 3). Slopes reach 12° in Vosne-Romanée, 17° in Aloxe-Corton and 24.5° in Monthélie. Jurassic bedrock is covered by silty-clayey colluviosol and cryoclastic screes, with a variable sand-gravel ratio, depending on bedrock lithology, but also on stone clearing. These colluviums are at most a few metres thick: for example, the sandy-clayey screes («grèzes litées») reach 3 metres on Comblanchien limestones in Vosne-Romanée. On Aloxe-Corton hillslopes, a 0.5 to 1 metre thick layer covers the Jurassic marls. This surficial sedimentary layer is generally devoid of pedogenetic segregation. Absence of soil development indicates that sediment is removed from this layer by hillslope processes, i.e. erosion on slopes and sedimentation on toes of slopes. Moreover, frequent earthworks, i.e. earthmoving and tilling, prevent soil stabilisation and pedogenesis.

Some hillslopes, characterised by a hundred-metre mean elevation, have been used for wine-growing since the Middle Ages, and some even since Roman times (DION, 1959; LEBEAU, 1986). After the *Phylloxera* crisis at the end of the 19th century, replantation and mechanisation modified the parcellar and row plantation system (LAURENT, 1957). Rows, planted parallel to the slope, induce propitious conditions for rill. The landscape is characterised by monoculture where parcellar limits, walls and paths are the only discontinuities along the slope.

As gullies grow to greater proportions, a critical situation arises when bedrock is reached, particularly on lime-

(*) UMR CNRS 5561 Université de Bourgogne, 6, Boulevard Gabriel, 21000 Dijon, France - jerome.brenot@u-bourgogne.fr

(**) UMR CNRS 6118 Université de Rennes I, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes Cedex, France.

(***) UMR 5594, Archéologie, Cultures et Sociétés, Université de Bourgogne, 6, Boulevard Gabriel, 21000 Dijon, France.



Fig. 1 - Gullies developed in colluviums on calcareous bedrock (top, En Charlemagne, Aloxé-Corton) and on marly bedrock (bottom, Monthélie, Le Cloud des Chênes).
 – Solchi di erosione sviluppati nel colluvium su substrato calcareo (sopra, En Charlemagne, Aloxé-Corton) e su substrato marmoreo (sotto, Monthélie, Le Cloud des Chênes).

stones, as is exemplified in the Aloxé-Corton plots (fig. 1). Most of the time, erosion effects are counterbalanced by anthropic earth supply, stored in toe of plot, following a traditional practice dating at least from the Middle Ages (1393 A.D.; BECK, 1996). Non-grassed inter-rows, slope-oriented rows and superficial tilling are the dominant agricultural practices. Such conditions are met in the three parcels selected for the study.

METHOD

To quantify erosion rate for each plot, we first calculate an eroded volume corresponding to the net exported material since the vinestock plantation year. This volume is estimated by using a biological marker, i.e. the vinestock. Traditionally, the vinestock must be planted with the grafting level 1 cm above the surface, with a variation of ± 1 cm depending on soil roughness and planting technique (NEBOIT, 1983; GALET, 1993). By measuring the gap between the grafting level and the current surface, net soil loss at each vinestock can be calculated. Another agricultural practice defined by wine-growing rules is vinestock density, imposing 10,000 vinestocks per hectare. Each measurement on a given plot will thus show mean soil loss at a metre scale resolution. The initial soil surface level, based on the position of the vinestock, can therefore be reconstructed (fig. 4). The net soil

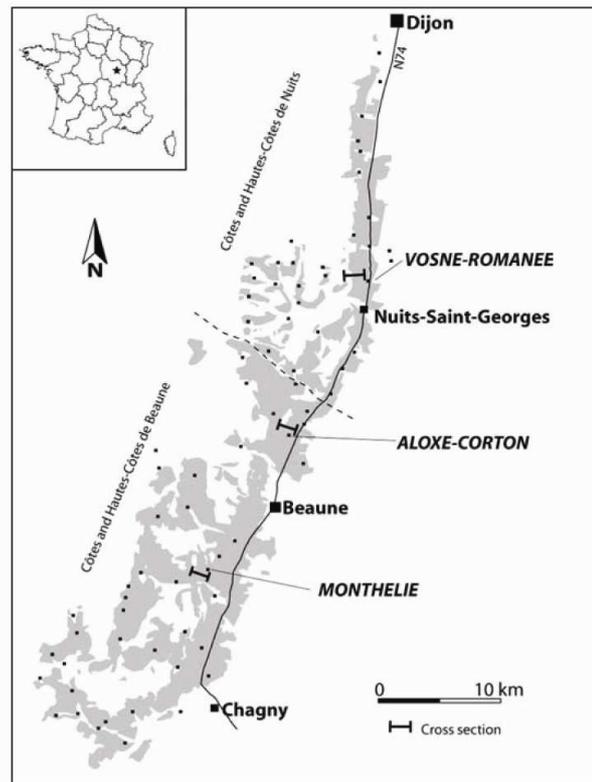


Fig. 2 - Vineyard extent in Côte-d'Or, and studied sites location.
 – Estensione dei vitigni in Côte-d'Or, e ubicazione dei siti studiati.

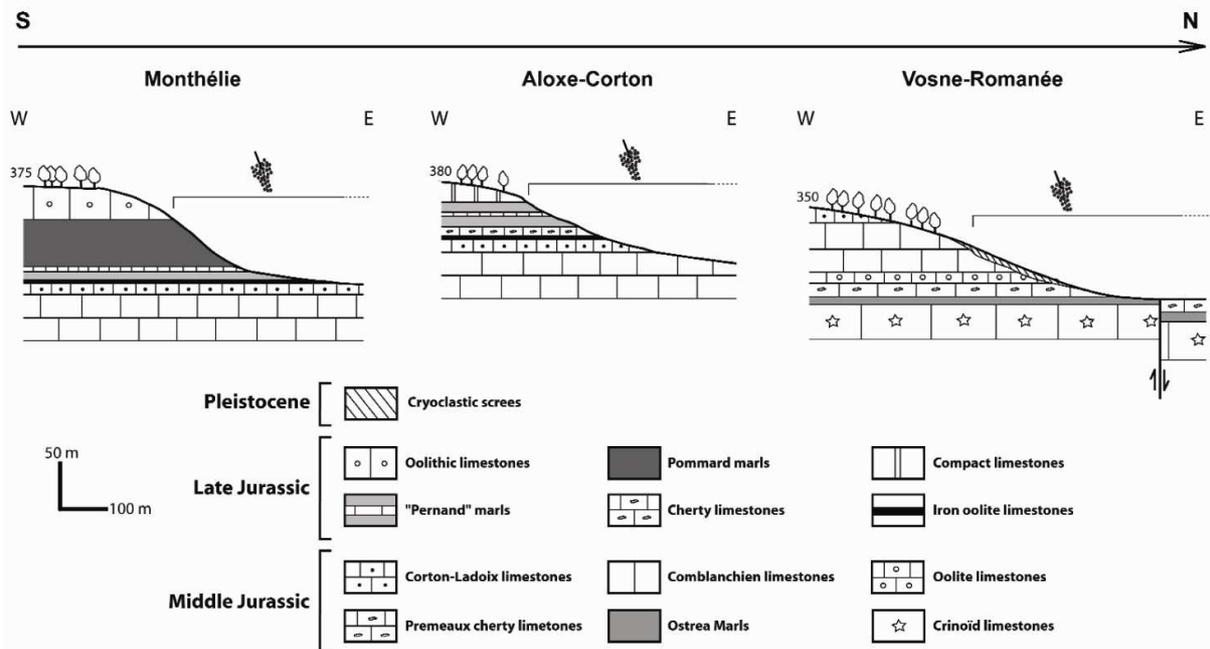


Fig. 3 - Simplified geological cross sections of Vosne-Romanée, Aloxe-Corton and Monthélie vineyards hillslopes.
 – Profili geologici semplificati attraverso i versanti a vigneto di Vosne-Romanée, Aloxe-Corton e Monthélie.

loss is estimated by calculating the difference in volume between this palaeo-surface and the current one. All calculi have been performed with a triangulated grid from field data, and computed with Surfer™. In order to obtain an erosion rate, volumes are divided by plot surface and by vinestock age as attested by wine-growers. This method was applied to the three plots in Vosne-

Romanée, Aloxe-Corton and Monthélie, with slopes ranging from 10.5° to 10.7° (tab. 1). Respective figures for each plot are 5435, 3334 and 9384 vinestocks, for surfaces of 8783, 4135 and 11383 m². Erosion rates are given in mm.yr⁻¹, corresponding to exportation rates of t.ha⁻¹.yr⁻¹, with a factor of mean bulk density of 1.2-1.5 kg.dm⁻³, from field data collected by densitometer.

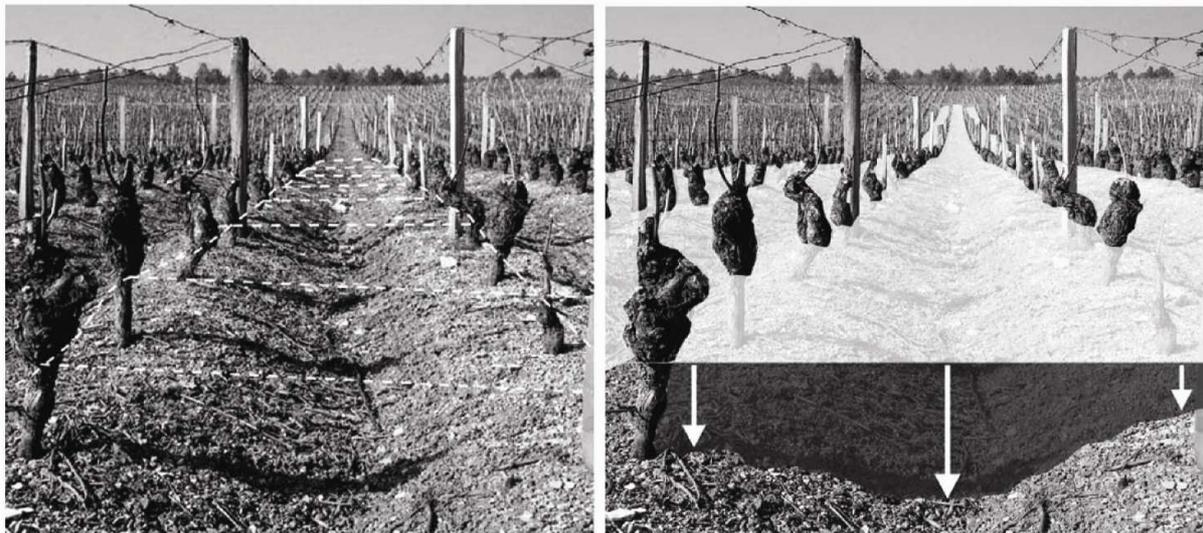


Fig. 4 - Initial surface level restitution by joining grafting levels on an inter-row (Vosne-Romanée, Les Boudots).
 – Restituzione topografica originale ottenuta unendo i livelli di innesto su di una interlinea (Vosne-Romanée, Les Boudots)

TABLE 1

Slope, surface, length of the studied plots, and number of vineroot measures.

– *Pendenza, superficie e lunghezza delle parcelle studiate e numero delle misure degli apparati radicali.*

PLOT	Mean Slope (°)	Surface (m ²)	Plot length (m)	Number of samples
Vosne-Romanée	10.5	8783	130	5435
Aloxe-Corton	10.5	4135	53	3334
Monthélie	10.7	11383	93	9384

TABLE 2

Eroded volume, thickness and erosion rates for the studied plots of Vosne-Romanée, Aloxe-Corton and Monthélie.

– *Volume eroso, spessore e tassi di erosione nelle parcelle studiate in Vosne-Romanée, Aloxe-Corton e Monthélie.*

PLOT	Eroded volume (m ³)	Mean eroded thickness (mm)	Vine Age in 2004 (yr)	Erosion rate (mm.yr ⁻¹)	Erosion rate (t.ha ⁻¹ .yr ⁻¹)
Vosne-Romanée	355	30.5 ±10	54	0.56±0.16	7.61±2.99
Aloxe-Corton	249	50.1 ±10	50	1.00±0.2	13.52±4.2
Monthélie	517	35.4 ±10	32	1.11±0.31	14.94±5.88

TABLE 3

Comparison of soil loss values in different vineyard contexts and different time-scale resolution, from BALLIF (1990), KOSMAS *et alii* (1997), SCHALLER & EMDE (2000), WICHEREK (1991).

– *Confronto dei valori di perdita del suolo in vigneti differenti e considerando intervalli di tempo diversi; da BALLIF (1990), KOSMAS et alii (1997), SCHALLER & EMDE (2000), WICHEREK (1991).*

	Location	Observation timescale (yr)	Erosion rate (t.ha ⁻¹ .yr ⁻¹)
KOSMAS <i>et alii</i>	Roussillon (France)	5	0.67-4.6
WICHEREK	Aisne (France)	3	35
BALLIF	Champagne (France)	3	0.6
SCHALLER & EMDE	Rheingau (Germany)	1	52
Our study	Vosne-Romanée	54	7.61±2.99
Our study	Aloxe-Corton	50	13.52±4.2
Our study	Monthélie	32	14.94±5.88

RESULTS AND DISCUSSION

Assessed soil loss rates, for Vosne-Romanée and Monthélie respectively, range from 0.56 ±0.16 to 1.11 ±0.31 mm.yr⁻¹ (tab. 2), with a mean eroded layer varying from 30.5 ±10 to 35.4 ±10 mm. The Aloxe-Corton plot is eroded at a rate of 1.00 ±0.2 mm.yr⁻¹, equivalent to 13.52 ±4.2 t.ha⁻¹.yr⁻¹. Information from wine-growers suggests that

the lowest value, in Vosne-Romanée, could be explained by earth supplied every two years from downslope areas, to fill the gullies which develop after rainstorms. The highest value, in Monthélie, corresponds to a parcel which has never received earth supply. This example shows that the anthropic parameter influences soil erosion rate and may reduce soil ablation by a factor of two. Moreover, Vosne-Romanée is the only case where a stone wall exists in toe of plot. Such conditions allow sediments to be stored, whereas irreversible sediment exportation, out of the plot, occurs in their absence.

Soil loss rates from the Burgundian vineyards may be compared to rates obtained by geochemical data, e.g. with a ¹³⁷Cs tracer (QUINE & WALLING, 1991), in which all erosion processes are integrated, also at a decennial scale. Erosion rate values show great disparity depending on time and space resolution, and linked processes (tab. 3). This disparity is especially shown at a short time-scale, from 0.6 to 52 t.ha⁻¹.yr⁻¹, whereas the present study reduces the effect of event process variability.

Non-grassed inter-rows, frequent tractor crossing – up to 15 times a year –, decreasing infiltration rate, and summer rainstorms are all factors in erosion dynamics, resulting in homogeneous erosion rates at a human scale, i.e. 20-60 years. This quantification integrates all processes which contribute to root unearthing, including natural processes, but also anthropic processes such as tilling and/or sediment slope transport. From these data, it appears that soil loss rates are close to a value of 1 mm.yr⁻¹, corresponding to an exportation rate of 12 to 15 t.ha⁻¹.yr⁻¹.

CONCLUSION

Quantification of erosion on a pluri-decennial scale shows homogeneous, high erosion rates of vineyard soils on studied hillslopes. Assessed soil loss rates of more than 10 t.ha⁻¹.yr⁻¹ show the existence of disequilibrium on anthropised slopes, in comparison with mean soil production rates, ranging from 0.01 to 0.1 t.ha⁻¹.yr⁻¹ (HEIMSATH *et alii*, 1999; MINASMY & MCBRATNEY, 1999). The short term effect of erosion is limited because vine-stock growth is not disrupted as long as roots are covered. The long term effect is problematic because it provokes a slow but steady reduction in the surficial sedimentary layer, despite anthropic earth supply. Wine-growers, who are increasingly aware of this problem, are experimenting with various methods at the plot scale, such as inter-row grassing, row length reduction, and wall reconstruction. This study suggest that such practices should be applied to all hillslope plots in Burgundian vineyards.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study is currently included in a PhD programme surveying soil erosion in Burgundian vineyards, coordinated by the Universities of Burgundy and Rennes 1, and funded by «Région Bourgogne» and «Rennes Métropole» in UMR CNRS 5561 Biogéosciences. Thanks to the Ecole Doctorale «Buffon» for support, and Maria Bianca Cita for the Congress session and publishing organisation. We thank two anonymous reviewers for remarks and suggestions. We are indebted to C. Chateau-Smith for English proof-reading and corrections.

REFERENCES

- BALLIF J.-L. (1990) - *Erosion dans le vignoble champenois: influence des techniques culturales (France)*. Cahiers ORSTOM, série Pédologie, **25** (1-2), 151-156.
- BECK P. (1996) - *Dans les vignes du Duc de Bourgogne. Le Clos de Chenôve au XIVe siècle*. Histoire et Sociétés Rurales, **5**, 119-130.
- CHAMBRE D'AGRICULTURE DE SAONE-ET-LOIRE (1988) - *Le ruissellement et l'érosion des sols dans le vignoble de Saône-et-Loire*. Dossier de 6 livrets. C.A, D.D.A et C.R. de Saône-et-Loire.
- DION R. (1959) - *Histoire de la vigne et du vin en France*. Histoires Flammarion.
- GALET P. (1993) - *Précis de Viticulture*. 6^{ème} Edition. ENSA Montpellier Editions.
- HEIMSATH A.-M., E. DIETRICH W., NISHIZUMI K. & FINKEL R.C. (1999) - *Cosmogenic nuclides, topography, and the spatial variation of soil depth*. Geomorphology, **27** (1-2), 151-172.
- KOSMAS C. & DANATALOS N. *et alii* (1997) - *The effect of land use of runoff and soil erosion rates under Mediterranean conditions*. Catena, **29**, 45-59.
- LAURENT R. (1957) - *Les vigneronns de la «Côte-d'Or» au 19^{ème} siècle*. Publication de l'Université de Dijon, n° 15.
- LEBEAU M. (frère) (1986) - *Essai sur les vignes de Citeaux des origines à 1789*, CRDP, Dijon.
- MÉRIAUX S., CHRETIEN J., VERMI P. & LENEUF N. (1981) - *La Côte viticole. Ses sols et ses crus*. Bull. Sci. Bourg., **34**, 17-40.
- MINASMY B. & MCBRATNEY A.-B. (1999) - *A rudimentary mechanistic model for soil production and landscape development*. Geoderma, **90** (1-2), 3-21.
- NEBOIT R. (1983) - *L'homme et l'érosion*. Publication de l'Université de Clermont-Ferrand.
- QUINE T.A. & WALLING D.E. (1991) - *Rates of soil erosion on arable fields in Britain: quantitative data from Caesium-137 measurements*. Soil Use and Management, **7** (4), 169-176.
- SCHALLER K. & EMDE K. (2000) - *Investigations on the influence of different soil tillage systems on soil erosion and surface runoff in hilly land sites*. In: XXV^{ème} Congrès Mondial de la vigne et du vin, Section 1: Viticulture, 107-114.
- WICHEREK S. (1991) - *Viticulture and Soil Erosion in the North of Parisian Basin; Example: the Mid Aisne Region*. Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd., **83**, 115-126.

Manoscritto pervenuto il 30 Gennaio 2005; testo approvato per la stampa il 9 Novembre 2005; ultime bozze restituite il 00 2006.

4.4. Utilisation d'un modèle pour la détermination des résidus.

Dans cette partie, le modèle de premier ordre extrait des données de Monthélie va être utilisé comme modèle topographique de référence pour tenter d'expliquer la variabilité du signal RUM des cartes d'érosion obtenues pour les versants d'Aloxe-Corton et de Vosne-Romanée. La lecture des cartes d'érosion, comme les tests exploratoires en fonction des paramètres de pente et de longueur, se heurtent effectivement à une difficulté majeure d'interprétation : quels sont les phénomènes à l'origine de la forte variabilité de ce signal ?

L'étude des cartes d'érosion des parcelles monthéliennes a montré que le RUM est d'abord relié aux paramètres morphologiques de la pente et de la longueur des rangs. Il peut en outre être significativement affecté par la présence des aménagements qui entourent les parcelles, par exemple par des chemins ou des butées de terre. La présence de rigoles peut localement inciser la topographie et être à l'origine de l'augmentation des valeurs de RUM dans quelques rangs. L'étude d'une autre parcelle a montré que le motif du parcellaire ancien est exhumé par le signal RUM.

Aussi, la modification de la surface topographique des sols viticoles doit être envisagée comme l'addition des processus naturels liés au ruissellement, et des pratiques culturales qui vont modifier le signal de l'érosion et le budget sédimentaire à l'échelle de la parcelle. De fait, comment peut-on analyser les cartes de déchaussement, en sachant que les deux processus s'additionnent dans le temps et dans l'espace ?

L'analyse du signal RUM collecté sur les versants de Monthélie a permis de dégager un modèle simplifié de l'érosion. La ségrégation des données en fonction de la valeur de la pente locale et de la distance à l'amont a permis de distinguer deux lois de l'érosion. En dessous des pentes à 10°, l'érosion est strictement fonction de la pente locale, tandis que l'érosion est fonction de la pente locale et de la distance à l'amont au-delà de 10°. Sur le terrain, cette distinction se manifeste par une plus grande probabilité de trouver des rigoles dans les interrangs des parcelles sur fortes pentes.

Ce modèle topographique de premier ordre mis en évidence à Monthélie va être utilisé pour extraire des cartes d'érosion *tous les phénomènes qui ne sont pas expliqués par la topographie*. En d'autres termes, il s'agit de soustraire au signal RUM ce qui peut être expliqué par la topographie, pour en spatialiser les écarts au modèle sous forme de résidus. Ce modèle empirique, et dans une certaine mesure *prédictif* de l'érosion, va être appliqué dans un premier temps aux parcelles monthéliennes. Pour l'appliquer aux autres versants, la dynamique du ruissellement sera considérée comme identique à la dynamique monthélienne.

Une loi empirique a été utilisée pour extraire les résidus. Cette loi est une loi de diffusion simple des sédiments, qui décrit la variation de hauteur du sol au cours du temps selon (1) :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\nabla q_s, (1)$$

Avec q_s le flux sédimentaire au cours du temps (Kirkby, 1971 ; Montgomery, 2003), à l'origine de la variation de la topographie. Dans notre étude, la variation de la topographie sur pentes faibles est reliée à la valeur de la pente locale. Le flux sédimentaire peut donc être relié à la topographie selon une loi de diffusion des sédiments. Cette relation s'écrit (2) :

$$q_s = DS, (2)$$

Où le flux est fonction d'un coefficient de diffusion D et de la pente locale S . Sur ces pentes, on relie l'érosion à la pente selon (3) :

$$e_t = 0.1 * S, (3)$$

Avec e_t l'érosion théorique, S la valeur de la pente locale. Le coefficient D ici proche de 0.1 a été estimé d'après une droite de régression linéaire sur les données d'érosion (cf. **Annexes 6**). Lorsque les pentes dépassent 10°, la relation (4) a été utilisée :

$$e_t = 1 + 0.1 * S, (4)$$

Où, lorsque le seuil de pente est franchi, l'érosion augmente de 1 mm/an. Ce terme n'a aucune signification physique, mais rend compte de l'augmentation de l'érosion lorsque les pentes locales sont supérieures à 10°. L'augmentation de l'érosion n'est alors pas reliée linéairement reliée à la distance à l'amont (cf. **Annexes 6** et **Article 3**), mais les valeurs sont toujours supérieures à 1 mm/an.

D'après ces deux relations, il est possible de calculer en tout point de la parcelle un écart au modèle prédictif, ou théorique, exprimé sous forme de résidu noté rs selon (5) :

$$rs = \frac{e - e_t}{e}, (5)$$

Avec e l'érosion mesurée. Lorsque le terme rs est négatif, il correspond à un pied de vigne sous-érodé, et lorsque rs est positif, le cep est sur-érodé. La spatialisation des résidus sera désignée respectivement sous les termes d'anomalies négatives ou positives, en relation avec la prédiction du modèle.

Cette procédure a été appliquée à l'ensemble des parcelles à résolution de 1m², et les cartes résiduelles sont d'abord présentées pour les parcelles de Monthélie. Le résidu est considéré comme peu significatif lorsqu'il est compris entre -0,5 et 0,5, ce qui signifie une variation de 50% par rapport à la valeur réelle. La gamme de variation des résidus est bornée de -5 à +5, soit un écart de 500% par rapport au modèle.

Les cartes de résidus sont présentées conjointement aux cartes d'érosion. Les résidus dont l'écart au modèle est peu significatif sont représentés en jaune, tandis que les écarts importants au

modèle sont figurés en bleu dans le cas d'anomalies négatives, et les anomalies positives sont représentées en rouge.

Sur ces cartes d'anomalies, le signal résiduel a été interprété. Cette interprétation tient compte des observations de terrain (**r** = rigole ; **d** = sédimentation ; **t** = ajout de terre). Ces interprétations sont complétées par un point d'interrogation lorsqu'une incertitude existe (non observé sur le terrain). Les motifs linéaires sont renforcés par des traits en pointillés.

4.4.1. Application aux versants de Monthélie.

La Figure 4.17 présente les cartes de résidus pour les parcelles M01, M02, M03, M04 et M05.

La parcelle **M01** présente de nombreux motifs linéaires sous-érodés, qui, d'après les photos interprétations, correspondent au motif de l'ancien parcellaire. L'interprétation de ce phénomène n'a pas été complétée par d'autres analyses (microtopographique, chimique, texturale ou structurale), mais l'origine de ce phénomène n'est pas expliquée par une simple observation de terrain (M.O., infiltration...). On trouve quelques zones sur-érodées qui correspondent dans la partie inférieure à des rigoles. Enfin, dans la partie la plus basse de la parcelle, une grande zone anormalement sous-érodée pourrait soit être liée à des phénomènes de sédimentation en domaine très concave, mais ne correspond pas en aucun cas à des remontées de terre, car le propriétaire de cette parcelle dit n'en avoir jamais remontée.

La parcelle **M02** présente peu de résidus négatifs, et le signal général est bien corrélé à la pente locale. En revanche, on constate la présence de motifs linéaires localisés dans le sens de la pente qui suggère la présence de rigoles éphémères dans certains interrangs. La présence d'autres motifs linéaires dans la partie amont de la parcelle suggère l'intrusion de rigoles par le bord supérieur, mais ce fait n'a pas été observé sur le terrain. Sur la parcelle **M03**, le motif de l'érosion est très bien corrélé à la topographie locale. Les résidus sont mineurs. Quelques motifs typiques d'un ruissellement concentré existent mais demeurent anecdotiques. Quelques anomalies négatives sont présentes dans la partie inférieure de la parcelle, mais sans organisation spatiale particulière. La parcelle **M04** présente une bonne corrélation générale entre la topographie et l'érosion, mais on note la présence d'une anomalie négative concentrée sur les 10 premiers mètres en amont. Cette anomalie est reliée à la présence d'un chemin qui borde la parcelle. A cet endroit précis, le chemin sert de réceptacle pour les eaux de pluie, et le viticulteur a érigé une butée pour protéger la parcelle des eaux pendant les orages. La présence de cette anomalie est donc expliquée par un ajout de terre par l'amont, lié à la présence d'un chemin.

La parcelle **M05** présente de nombreuses anomalies. L'origine de ces anomalies est reliée d'une part à l'intrusion d'une rigole par l'amont sur les cinq premiers rangs à gauche, et d'autre part à une aire de sédimentation sur les 20 derniers mètres (cf. **Article 2**). D'après les observations de terrain, et l'étude détaillée de cette parcelle dans l'article, cette parcelle présente une zone de dépôt qui

correspond à l'accumulation de cônes détritiques à la sortie de rigoles dans les interrangs. Cette zone est marquée par une diminution de la pente sous 10° , et cela pourrait expliquer la présence d'une zone de dépôt comme cela est visible dans la parcelle M01 en domaine très concave. Ceci demeure hypothétique parce que la bordure avale de cette parcelle est marquée par une rupture topographique qui redescend sur le chemin. Cette zone de sédimentation pourrait donc correspondre à un stade antérieur où le niveau de base était plus élevé, et le chemin a été ensuite curé provoquant une chute de la topographie. La présence actuelle de rigoles qui ré-incisent la zone de sédimentation pourrait marquer cette évolution topographique. De nombreuses zones sous-érodées dans la partie amont pourraient correspondre à un aménagement de bord de chemin en amont, comme dans la parcelle M04, mais une certaine organisation des motifs bleus peut laisser croire à l'influence d'occupation de sols antérieurs (*e.g.* M01). Sur la partie gauche de la parcelle, on trouve une rigole qui érode intensément les 5 premiers rangs depuis le bord gauche. Cette érosion est expliquée par l'intrusion d'eaux de pluie par débordement du chemin en amont (*e.g.* M04).

La Figure 4.18 présente les cartes de résidus pour les parcelles M06, M07, M08, M09 et M10.

La parcelle **M06** présente de nombreuses zones anormalement sous-érodées. Sur le bord amont, la présence d'une anomalie parallèle au bord amont correspond à des rajouts de terre par l'amont, et sur quelques mètres de distance. Ceci correspond à un effet de bord lié à la présence d'un chemin. En revanche, la répartition aléatoire des autres anomalies sur le reste de la parcelle pourrait être expliquée par la présence de mulch répandu par le propriétaire. Cette tentative du viticulteur pour lutter contre l'érosion dans sa parcelle n'a été effectuée qu'une seule fois. Le bilan sédimentaire anormalement faible pour cette parcelle pourrait être donc être expliqué par cette pratique culturale. La présence de rigoles sur cette parcelle, observée sur le terrain et dont les effets sont visibles sur la carte d'érosion, est expliquée par les fortes pentes. Ici, les effets des rigoles sont bien expliqués par le modèle, puisqu'il n'y a pas d'anomalies positives. On ne note pas la présence d'une érosion régressive malgré une chute du niveau de base avec le chemin situé en contrebas.

La parcelle **M07** présente une anomalie négative en alignement avec le bord amont de la parcelle. Située sous le chemin qui passe au dessus de M05 et M06, on note ici la présence d'un effet de bord de chemin, correspondant au rajout de terre pour faire une butée face au ruissellement des eaux de pluie. On note également la présence d'une ravine sur la partie droite de la parcelle. La parcelle **M08**, situé sous M07, présente peu d'anomalies, mais il est important de noter la présence des effets de l'érosion régressive en aval de la parcelle, où tous les rangs sont érodés sur plusieurs mètres depuis le bord. Cependant, le contact entre le bord aval et le chemin inférieur n'est pas marqué par une rupture topographique.

La parcelle **M09**, située le long de M07 et de M08, présente les deux caractères précédemment décrits, à savoir la présence d'un effet de bord de chemin en amont sur quelques mètres, sans doute lié à la création d'une butée pour protéger la parcelle des ruissellements du chemin, et en aval d'une

érosion régressive sur quelques rangs. Sur le reste de la parcelle, le signal de l'érosion est assez bien corrélé à la pente locale malgré de nombreuses anomalies négatives disparates.

La parcelle **M10** présente une très forte anomalie négative sur l'ensemble de la parcelle. Ici, on peut suggérer un effet de bord sur l'amont, mais on trouve des zones sous érodées qui se répartissent dans le sens de la pente et sur toute la longueur de la parcelle. D'après la géométrie plutôt linéaire de ces motifs, et d'après les indications fournies par le viticulteur, il semble que cette parcelle ait fait l'objet de remontées de terre massives, et ce dans les rangs situés au milieu de la parcelle. Ainsi, les rangs situés entre $x = 20$ et $x = 30$ sont particulièrement affectés par cet effet. Il n'y a cependant pas d'arguments définitifs en faveur de cette hypothèse, puisque les remontées de terre n'ont pu ni être quantifiées ni localisées. Ces remontées provoquent une diminution sensible de la vitesse moyenne d'érosion à l'échelle de la parcelle.

La Figure 4.19 présente les cartes de résidus pour les parcelles M11, M12 et M13.

La parcelle **M11** présente de manière générale une bonne corrélation entre topographie et érosion. On ne note ni effet de bords, ni érosion régressive en bas de parcelle. En revanche, toute la partie amont est marquée par la présence d'anomalies positives. Certains rangs de cette zone présentent des motifs linéaires qui dessinent des rigoles, mais l'ensemble de la zone amont est affecté par une érosion supérieure à la prédiction du modèle. Un effet de bord où des eaux de pluies pourraient pénétrer la parcelle ne peut pas être considéré, puisque le bord amont de cette parcelle correspond à une crête topographique.

La parcelle **M12** présente des effets de bord assez importants, puisque les 15 premiers mètres depuis l'amont sont sous-érodés, et on trouve une zone de fortes anomalies négatives en contact avec le bord aval. Cette disposition suggère un rajout de terre, mais ceci n'a pas été confirmé par les observations de terrain. La moitié Nord de la parcelle est marquée par la présence d'anomalies négatives en motifs linéaires qui affectent certains rangs, tandis que la partie Sud présente une bonne corrélation entre l'érosion et la topographie. Cette différence entre la moitié Nord et Sud demeure inexplicée.

Enfin, la parcelle **M13** montre, malgré la présence de nombreuses anomalies négatives disparates, une bonne corrélation entre les vitesses d'érosion et la topographie. Les anomalies négatives ne sont pas organisées selon la plus grande pente. On constate que les limites de la zone en anomalies sont obliques par rapport à la pente. Un effet des remontées de terre n'est ici qu'hypothétique, et n'a pas été observé sur le terrain.

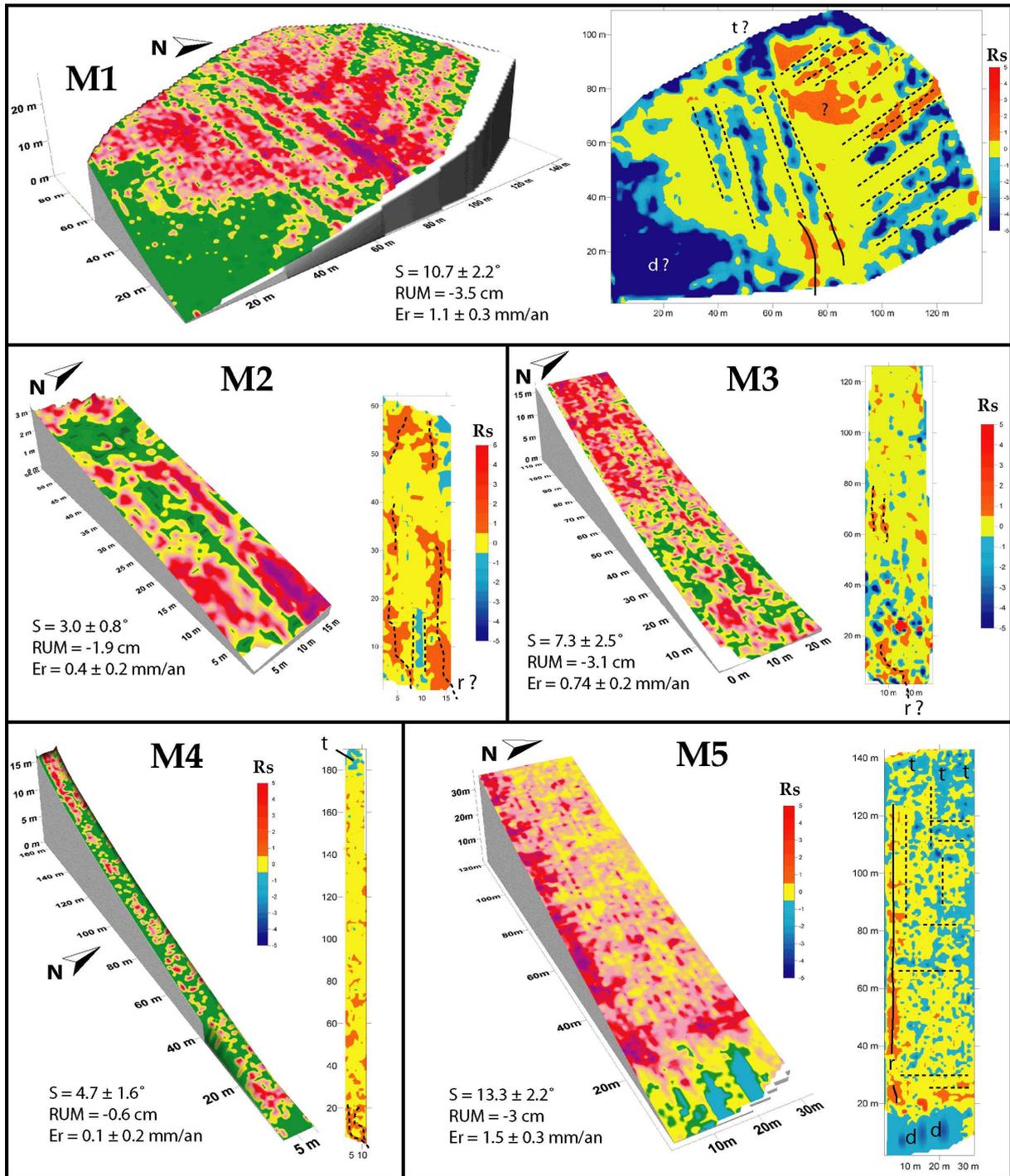


Figure 4.17. Cartes d'érosion sur fond topographique, et cartes résiduelles pour les parcelles M1 à M5.

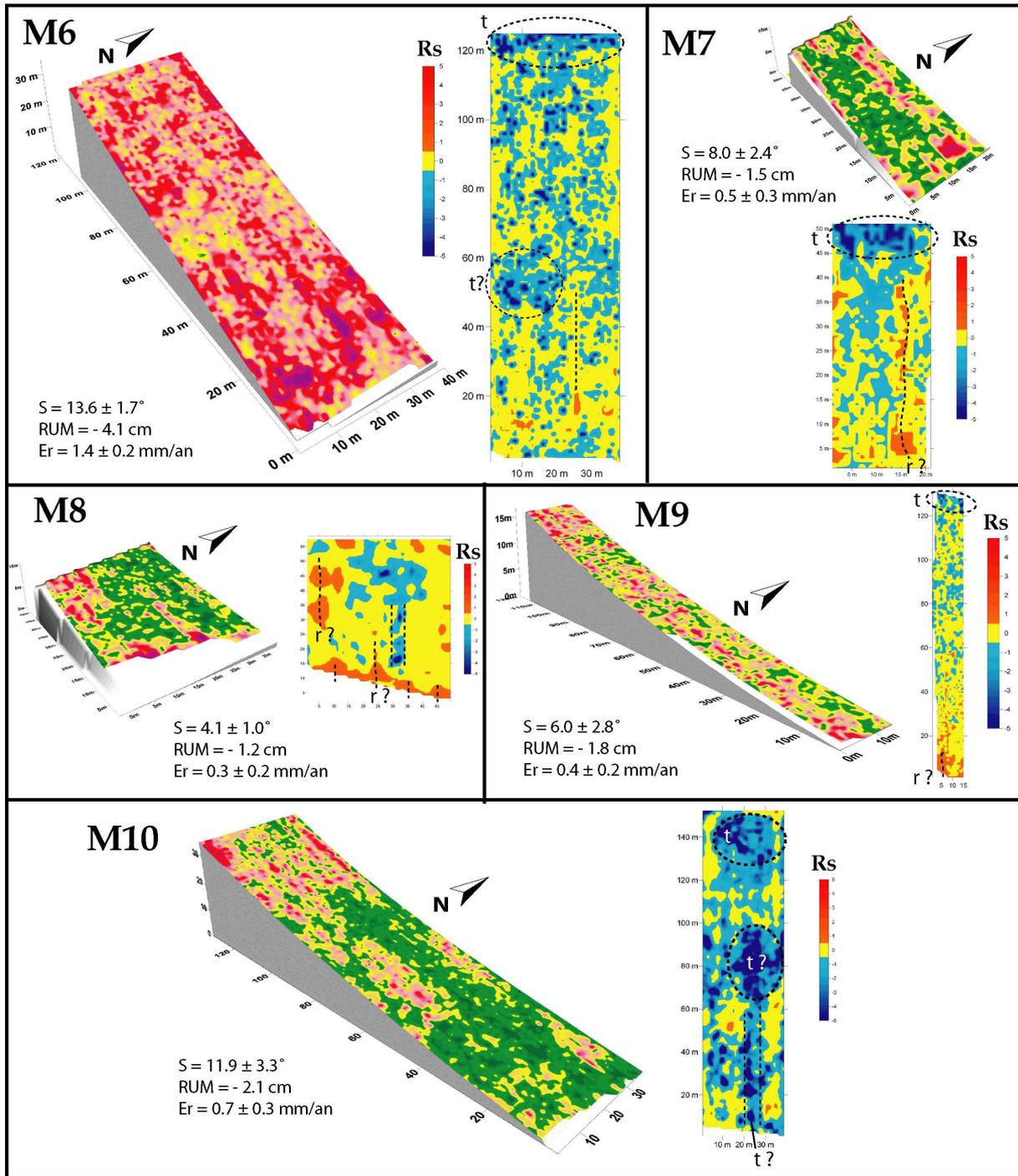


Figure 4.18 Cartes d'érosion sur fond topographique, et cartes résiduelles pour les parcelles M6 à M10.

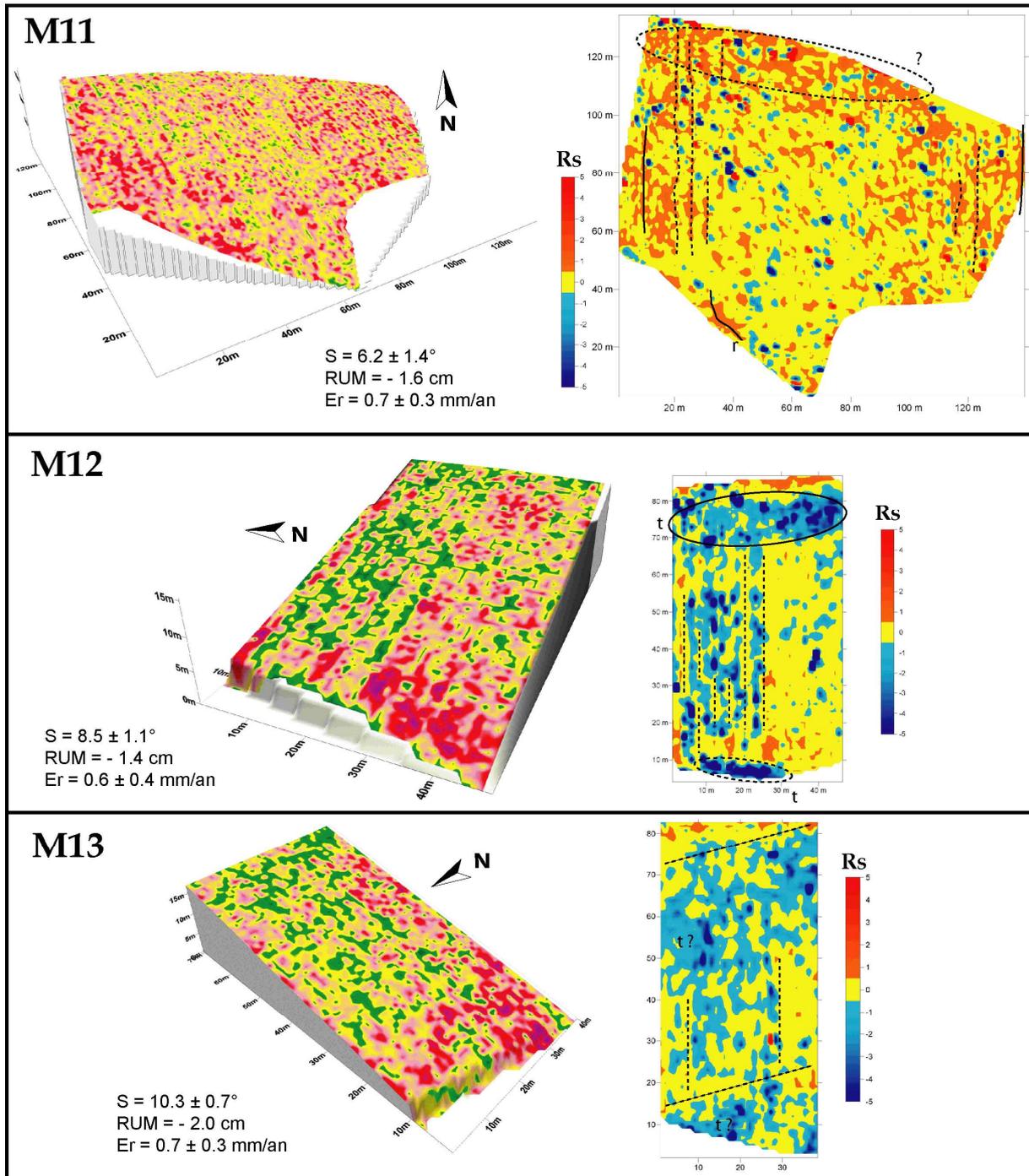


Figure 4.19 Cartes d'érosion sur fond topographique, et cartes résiduelles pour les parcelles M11 à M13.

4.4.2. Organisation spatiale des anomalies : influences des pratiques culturelles.

L'application d'un modèle théorique, ou prédictif, sur les cartes d'érosion pour en faire ressortir les anomalies permet de dresser une typologie de la nature des anomalies et de leurs causes, démontrées ou supposées.

Tout d'abord, cette analyse a montré l'importance des *effets de bord* sur la valeur du déchaussement des ceps. Dans les zones de contact avec le bord amont, correspondant à des aires de retournement ou de circulation des engins agricoles, des rigoles peuvent pénétrer les parcelles et les effets de ce ruissellement intrusif sont matérialisés par la présence d'anomalies positives en motifs linéaires (*e.g.* M01, M02, M05, M08). Inversement, la présence de zones à fortes d'anomalies négatives, bien délimitées, correspondent à des rajouts de terre par le haut des parcelles sur les premiers mètres dans les rangs (*e.g.* M04, M05, M06, M07, M09, M10, M12). Ces ajouts sont volontairement effectués pour compenser l'érosion, mais peuvent aussi être la conséquence de la présence de butées de terre qui vont s'effondrer dans les rangs. Dans ce cas-là, les anomalies ont des valeurs fortes, comprises entre -4 et -5 d'après les cartes d'anomalies. Cette situation se retrouve également le long des bords en aval des parcelles, où les viticulteurs réintroduisent de la terre par le bas. Ces remontées de terre compensent les effets de la chute du niveau de base aux contacts parcelle/chemin à l'origine de l'érosion régressive (*e.g.* M04, M08, M09).

Le deuxième type d'anomalies correspond à une variabilité du signal de l'érosion à l'intérieur des parcelles, dont l'origine est beaucoup plus complexe et diversifiée. Cette variabilité peut s'organiser en motifs linéaires qui ont révélé par exemple l'importance de l'ancien parcellaire sur la valeur du déchaussement à une échelle locale (*e.g.* M01) à l'origine d'anomalies négatives. Cet exemple est d'autant plus flagrant que le paléo-parcellaire est oblique par rapport à l'orientation actuelle des rangs. D'autres cas suggèrent que l'organisation des anomalies en motifs linéaires pourrait traduire la résurgence d'autres paléo-parcellaires (*e.g.* M05, M08, M12), alors que les sols en surface sont *a priori* homogènes. Ces anomalies peuvent être également liées à des remontées locales de terre (*e.g.* M10), mais aussi à des pratiques culturelles particulières (M06), par exemple le mulch.

Si certains cas peuvent être mis en relation avec des phénomènes d'érosion observés sur le terrain, ou bien avec certaines pratiques culturelles particulières, beaucoup d'anomalies demeurent inexplicables par la seule approche ici choisie. Cette lacune est liée à la variabilité des processus de l'érosion et des interventions culturelles considérées sur plusieurs décennies. A ce stade de l'analyse, la Figure 4.20 schématise les différents cas pour lesquels il a été possible de corrélérer les observations de terrain aux anomalies des cartes de déchaussement.

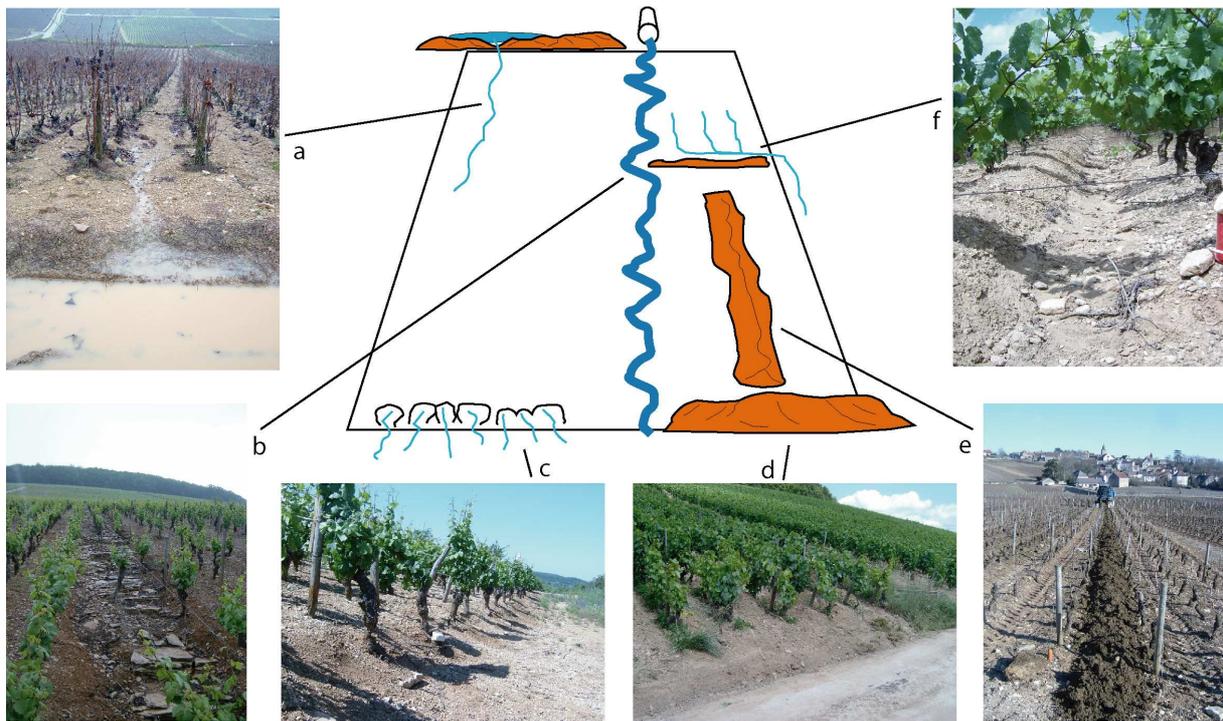


Figure 4.20. Typologie et exemples de l'origine des interventions naturelles anthropiques à l'origine des anomalies. a : rigole intrusive et butée (VR) ; b : ravine sur rangs « sacrifiés » (AC) ; c : érosion régressive (VR) ; d : remontée de terre (AC) ; e : rajout de terre (M) ; f : butée sur gouttière (AC).

4.4.3. Application au versant d'Aloxe-Corton.

La Figure 4.21 présente les cartes d'érosion et de résidus pour les parcelles AC01, AC02, AC03 et AC04.

La parcelle **AC01** présente des vitesses d'érosion très élevées, toujours supérieures à 1 mm/an, alors que les pentes sont encore relativement faibles (4 à 8°). La topographie de cette parcelle est globalement convexe. La carte des résidus montre que l'érosion sur cette parcelle est anormalement élevée par rapport au modèle monthélien. Cette anomalie n'est pas concentrée à quelques zones locales mais à l'ensemble de la parcelle. La zone sur-érodée sur les derniers mètres pourrait correspondre à une chute du niveau de base, puisque le bord inférieur de cette parcelle est constitué d'un chemin qui est régulièrement curé. En revanche, l'érosion sur le reste de la parcelle n'est pas expliquée.

Les parcelles **AC02**, **AC03**, **AC04**, **AC05** et **AC07** présentent des topographies globalement concaves, sur des pentes supérieures à 10° (Figure 4.21 et Figure 4.22). L'érosion augmente d'amont en aval. Ces parcelles sont marquées par une forte variabilité latérale ainsi que d'amont en aval. Ces parcelles appartiennent au même propriétaire et ont été plantés la même année (1954). Les cartes de résidus mettent en évidence des zones d'anomalies généralement concentrées sur le bord amont (AC04, AC05), ou bien qui se prolongent vers l'intérieur de la parcelle (AC02, AC03, AC07). D'après les observations de terrain et les informations fournies par les viticulteurs, la zonation de ces anomalies se corrèle à des rajouts de terre par le haut de chacune de ces cinq parcelles, toutes pourvues

de gouttières le long de leur bord amont. La parcelle AC05 est la meilleure illustration de ce phénomène sur l'ensemble des parcelles étudiées dans ce travail. Ces rajouts de sédiments, dont la nature ne permet pas d'être différenciés des sols préexistants à ces remontées, n'avaient pu être cartés sur le terrain.

La parcelle AC06 (Figure 4.22) est la plus grande parcelle étudiée. La topographie évolue de profils plans dans la partie Nord vers des profils convexes vers le Sud. D'après la carte des résidus, l'érosion est globalement bien corrélée à la topographie. Sur les bords supérieurs et inférieurs de la parcelle, des anomalies négatives suggèrent la présence de remontées de terre, mais celles-ci n'ont pas été observées sur le terrain. Deux zones d'anomalies négatives bien délimitées sont également présentes à l'intérieur de la parcelle, mais leur origine reste indéterminée.

Les parcelles AC08 et AC09 sont deux parcelles inaccessibles pour les enjambeurs, car elles sont entourées de petits murets. Les sols ne sont donc pas travaillés, mais sont désherbés chimiquement (manuellement). Sur ces parcelles, les pentes sont supérieures à 10°. L'érosion est surtout marquée à mi-pente et sur les derniers mètres. On note une forte variabilité latérale. D'après les cartes de résidus, l'érosion est anormalement faible sur l'ensemble des deux parcelles, respectivement de 0.3 et 0.2 mm/an. Ces faibles vitesses peuvent être expliquées soit par des remontées de terre importantes généralisées à toute la surface, soit par une diminution de l'érodabilité des sols parce que les sols ne sont pas travaillés. Ces deux parcelles ont été arrachées en 2006, et préalablement à la nouvelle plantation une couche de terre épaisse de 20 cm a été disposée pour reconstituer le sol.

Sur la Figure 4.23, sont présentées les parcelles AC10, AC11, AC12, AC13 et AC14.

Les parcelles AC10, AC11, AC12 et AC13 sont toutes inscrites dans un contexte géographique et topographique identique. Toutes ces parcelles sont situées en contrebas de la voie qui traverse le coteau. Les topographies de ces parcelles sont concaves, avec des jeux de pentes qui diminuent de 10 à 6° sur des distances de 60 à 80 mètres. Les profils réalisés des ces parcelles montrent que l'érosion augmente d'amont en aval. Les cartes de résidus montrent que la distribution des anomalies se fait selon deux grandes tendances. D'une part, les anomalies négatives sont concentrées exclusivement dans la partie supérieure des parcelles, sur les 20 premiers mètres. La présence des anomalies sur le bord amont des parcelles est relativement bien expliquée par la présence du chemin, où les viticulteurs protègent les parcelles du ruissellement par la mise en place de butées. La distribution des anomalies positives montre qu'il y a une augmentation importante de l'érosion d'amont en aval, et ce pour la plupart des rangs. Sur le bord aval, l'érosion est corrélée à la chute du niveau de base qui se traduit par des petites rigoles en érosion régressive, vérifiées sur le terrain. Les anomalies positives constatées à l'intérieur des parcelles marquent la présence de rigoles observées sur le terrain avant les opérations de griffage. Leur origine demeure incertaine. Sur ce versant, toute la gestion du ruissellement repose en grande partie sur la présence de ce chemin et de ses aménagements. Ce chemin est un réceptacle pour les eaux de ruissellement qui proviennent des parcelles en amont du chemin (e.g. AC02, AC05), leurs

rangs se déversant directement sur ce chemin. Les fortes vitesses d'érosion constatées dans les parcelles en aval du chemin pourraient donc correspondre à un état antérieur du chemin, sans butées. Les travaux entrepris cette dernière décennie sur cette partie du versant ont permis de mieux gérer les écoulements de manière à les concentrer dans les chemins et les acheminer vers le bas du versant. Ces travaux ont essentiellement consisté en la construction de routes bétonnées, de bacs de décantation, de butées et de gouttières.

Enfin, la parcelle **AC14** montre une érosion sub-constante le long des rangs. La carte de résidus montre que les vitesses d'érosion sont anormalement basses sur l'ensemble de la parcelle. On trouve une zone d'anomalies négatives sur le bord amont de la parcelle, qui correspond à la présence d'une butée. La très faible vitesse d'érosion (0.1 mm/an) est expliquée par le fait que le viticulteur propriétaire procède depuis une vingtaine d'années à un « mulsching » naturel en laissant les sarments au sol et les incorporant au sol lors des labours.

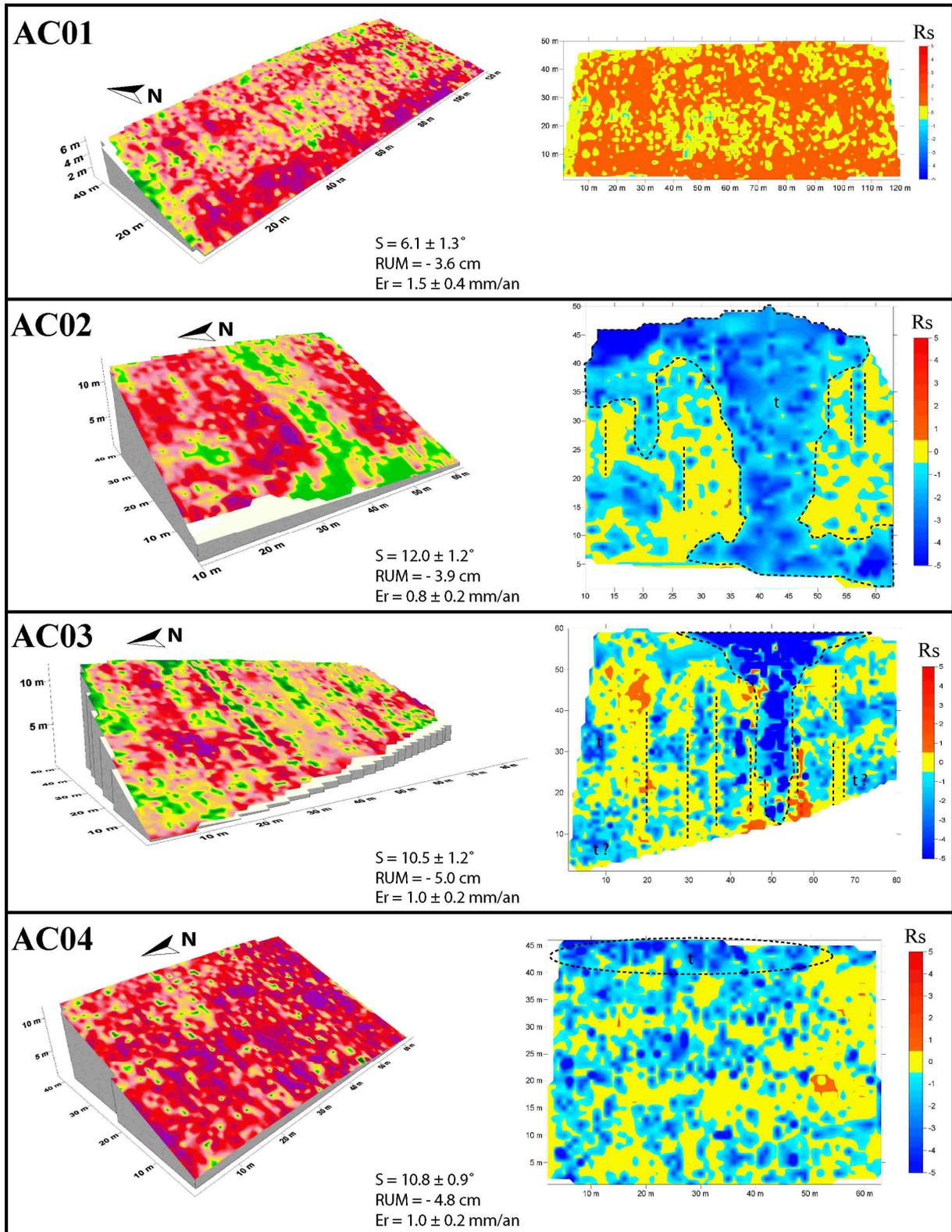


Figure 4.21. Cartes d'érosion sur fond topographique, et cartes résiduelles pour les parcelles AC01 à AC04.

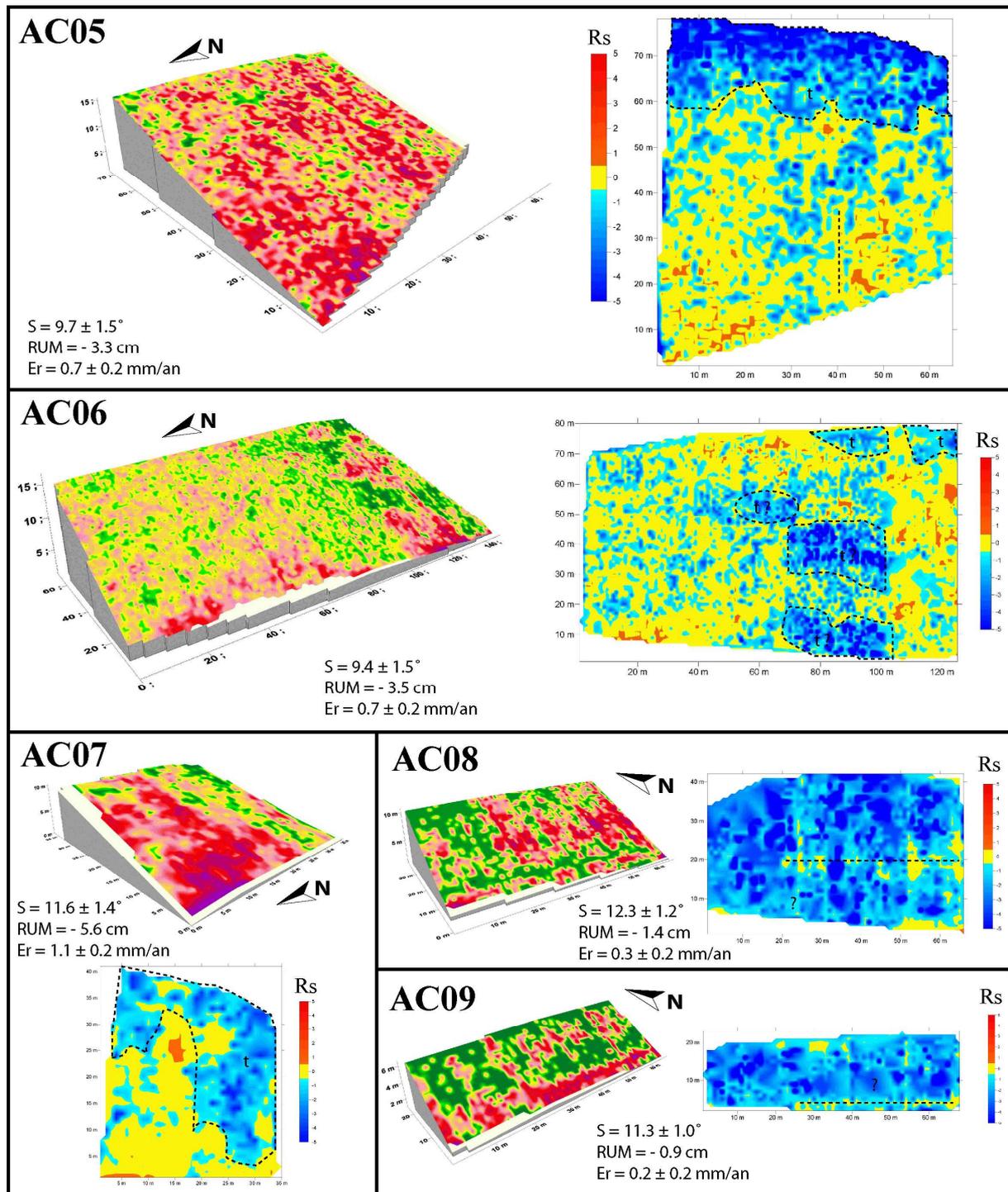


Figure 4.22. Cartes d'érosion sur fond topographique, et cartes résiduelles pour les parcelles AC05 à AC09.

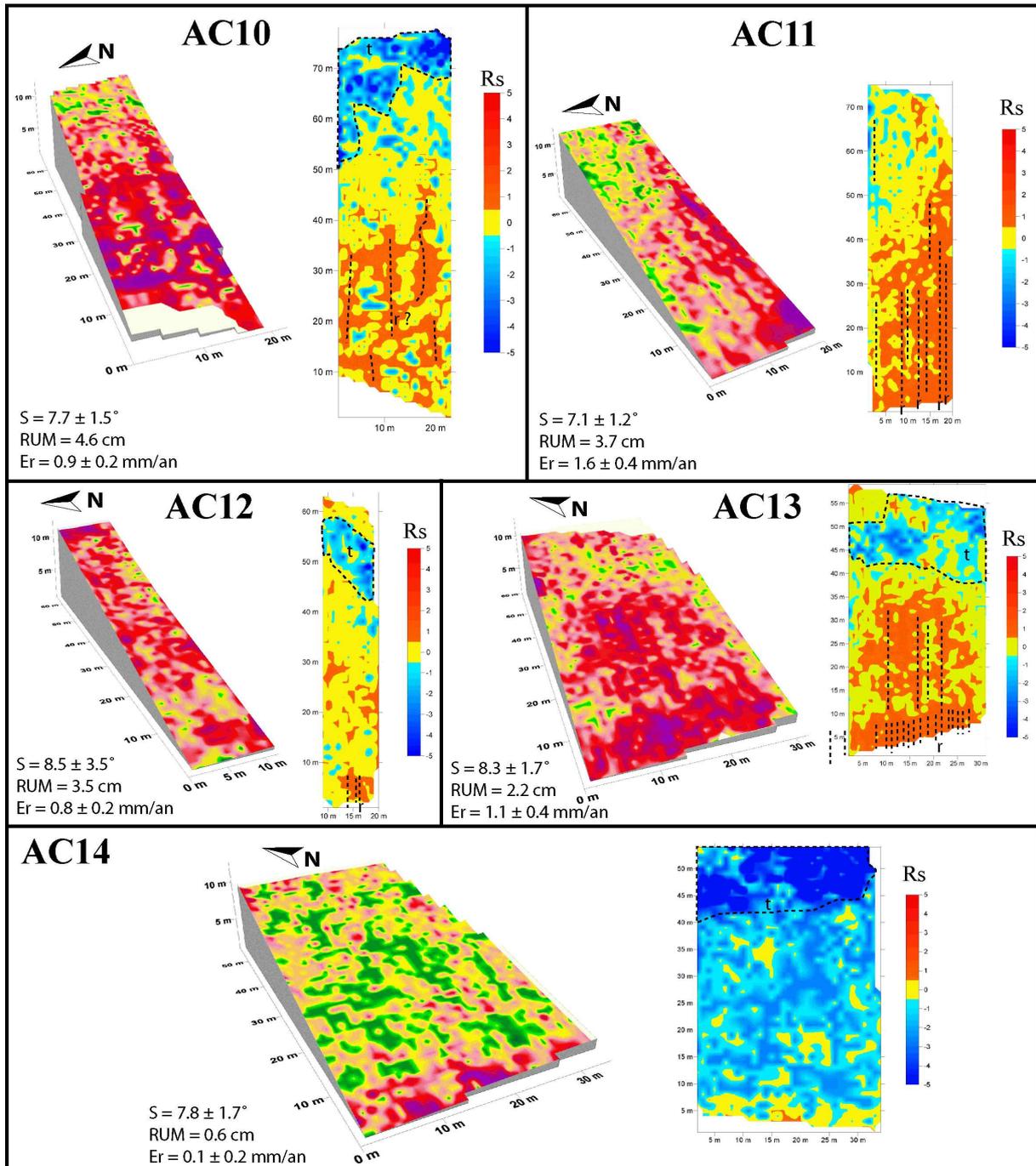


Figure 4.23. Cartes d'érosion sur fond topographique, et cartes résiduelles pour les parcelles AC10 à AC14.

En conclusion, l'analyse des cartes résiduelles des parcelles étudiées sur le versant d'Aloxe-Corton montre que le modèle topographique de l'érosion établi à Monthélie peut s'appliquer à ce versant. Lorsque l'érosion n'est pas expliquée par la topographie, ces anomalies ont une origine le plus souvent anthropique. Sur la plupart des parcelles, la diminution des vitesses d'érosion est expliquée par la présence de butée en terre localisée en amont des parcelles (AC02, AC03, AC04, AC05, AC07, AC10, AC12, AC13). Sur les parcelles AC08, AC09 et AC14, l'érosion est limitée par des pratiques culturales qui correspondent soit à un non-travail du sol, soit à du mulching de sarments.

L'augmentation des anomalies positives vers l'aval du versant sur les cartes résiduelles est un phénomène dont l'origine n'a pu être déterminée. La très forte anomalie positive de AC01 (1.5 mm/an pour une pente de 6°) et la présence d'anomalies positives dans les parcelles de mi-coteau (*e.g.* AC10, AC12 et AC13) peut se corrélérer à la distance à la crête. Une dynamique hydrologique à l'échelle du versant influencée par la distance à la crête pourrait expliquer l'anti-corrélation des vitesses d'érosion avec leur pente moyenne (*e.g.* Huang et al. 2001), en relation avec les phénomènes d'exfiltration des nappes en bas de versant. Cette hypothèse nécessiterait d'être complétée par la mesure de flux hydriques et sédimentaires sur d'autres parcelles situées en bas de versant. Ce phénomène a pu être toutefois observé dans les parcelles situées dans le lieu-dit « Les Pougets » sur le versant sud de la butte de Corton, lors de travaux de recherche sur le ruissellement et l'infiltration menés par Curmi et al. En 2005 (P. Curmi, ENESAD, com. pers.).

4.4.4. Application au versant de Vosne-Romanée.

La Figure 4.24 présente les cartes d'érosion et de résidus sur les parcelles VR01, VR02, VR03, VR04 et VR05.

La parcelle **VR01** est une parcelle à topographie globalement concave, avec des pentes comprises entre 6 et 11°. L'érosion est très marquée à quelques mètres du bord supérieur, et elle est très accentuée sur les 10 derniers mètres en aval. Sur la carte des résidus, cette parcelle est très légèrement sous érodée par rapport au modèle moyen. Sur le bord aval, il y a la trace d'une érosion régressive qui est liée à la présence d'un chemin qui est régulièrement curé. L'anomalie positive au centre de la parcelle n'est pas expliquée. Le viticulteur procède à des rajouts de terre par le haut, mais leurs effets ne sont pas marqués localement. Cette anomalie négative généralisée pourrait résulter de ces amendements.

La parcelle **VR02** est une parcelle très grande et très longue, avec des rangs qui atteignent 120 mètres de longueur. La topographie de cette parcelle est convexe depuis des pentes de 10° en haut de parcelles jusqu'à 12° en aval. Les rangs sont interrompus à mi-distance, et permet de traverser latéralement la parcelle. Il existe une très forte variabilité de l'érosion dans cette parcelle, d'amont en aval et latéralement. La carte de résidus montre que les anomalies sont spatialement organisées à l'intérieur de la parcelle. Les zones de forte érosion présentent des vitesses d'érosion compatibles avec le modèle. En revanche, les anomalies négatives constituent des grandes zones à l'intérieur de la parcelle. Celles-ci ne sont pas connectées avec les bords de la parcelle, mais connectées au chemin qui traverse la parcelle (à $y = 80$ m). Sur la partie inférieure de la parcelle, les anomalies sont plus disparates. D'après les observations de terrain (cf. **Article 1**), le viticulteur de cette parcelle procède à des remontées de terre fréquemment, et le lendemain de l'orage du 11 juin 2004, où de nombreuses rigoles s'étaient développées dans les interrangs, le viticulteur avait déjà procédé à des remontées de terre dans les interrangs érodés. Ces remontées de terre avaient pour certaines d'entre elles introduites par le chemin de traverse. Cette observation se corrèle bien avec la carte des résidus qui montre l'effet de ces remontées de terre.

Les parcelles **VR03**, **VR04** et **VR05** présentent des topographies à pentes sub-constantes, comprises entre 10 et 11°. Sur ces trois parcelles, le signal de l'érosion est assez constant et montre une faible variabilité. Les cartes de résidus montrent que ces trois parcelles présentent des anomalies négatives sur l'ensemble de la surface. D'après les observations de terrain, ces anomalies ne correspondent pas à des remontées de terre (grèzes autochtones). En revanche, les sols de ces trois parcelles ne sont pas travaillés, mais désherbés chimiquement (manuellement). Cette pratique culturale semble être à l'origine d'une diminution des vitesses d'érosion. Cette hypothèse a été déjà été suggérée pour les parcelles AC08 et AC09.

La Figure 4.25 présente les cartes d'érosion et de résidus sur les parcelles VR06, VR07, VR08 et VR09.

La parcelle **VR06** présente une topographie concave, avec des pentes de 8° au maximum, et l'érosion décroît d'amont en aval. Le modèle surestime les vitesses d'érosion puisque l'on trouve des anomalies négatives concentrées sur la moitié inférieure de la parcelle mais également le long du bord amont. La présence d'une butée explique cette anomalie, mais la faible vitesse d'érosion pour cette parcelle n'est pas expliquée (pas de mulsching, sol mécaniquement travaillé).

Les parcelles **VR07**, **VR08** et **VR09** sont des parcelles dont les pentes moyennes sont inférieures 10°, à topographie légèrement concaves. Les vitesses d'érosion sont faibles, comprises entre 0.1 et 0.3 mm/an. Les cartes de résidus montrent que le modèle surestime pour les trois parcelles les vitesses d'érosion. Les sols de ces trois parcelles ne sont pas travaillés mécaniquement. Les anomalies sont uniformément réparties sur les parcelles. Cela suggère que le non-travail du sol est à l'origine des faibles vitesses d'érosion et d'une distribution spatiale homogène des anomalies (e.g. VR03, VR04 et VR05). La parcelle VR09 est marquée par une zone de fortes anomalies le long du bord amont, corrélée avec la présence d'une butée de terre.

La Figure 4.26 présente les cartes d'érosion et de résidus pour les parcelles VR10, VR11, VR12, VR13 et VR14.

La parcelle **VR10** est une parcelle à topographie concave, les pentes varient d'amont en aval de 10 à 6°. L'érosion est quasi-nulle sur les premiers mètres, puis augmente d'amont en aval. La carte des résidus montre qu'il y a une bonne corrélation entre la pente et l'érosion sur la majeure partie de la parcelle, et l'anomalie négative sur les premiers mètres de la parcelle est corrélée à des rajouts de terre ponctuels depuis le haut de la parcelle, observés sur le terrain.

La parcelle **VR11** présente une topographie à pente quasi-constante entre 8 et 10°. L'érosion y est assez importante avec des vitesses qui avoisinent les 2 mm/an au maximum. La distribution de l'érosion y est assez complexe, mais avec un gradient positif dans le sens de la pente. La carte de résidus montre que la corrélation entre l'érosion et la pente locale est forte.

Les parcelles **VR12** et **VR13** présentent des topographies où les pentes varient faiblement autour de 10°. L'érosion présente dans les deux cas de faibles variabilités. Les cartes de résidus montrent que le modèle surestime les vitesses d'érosion, et les anomalies sont uniformément réparties à l'ensemble des surfaces de parcelles. Comme dans le cas des parcelles VR05, VR06, et VR07, le non-travail du sol semble être l'origine d'une diminution des vitesses d'érosion. Des zones de fortes anomalies négatives concentrées sur les bords amont sont expliquées par des butées de terre, et donc des rajouts de sédiments.

La parcelle **VR14** est la parcelle la plus longue des parcelles étudiées à Vosne-Romanée, avec des longueurs de rangs atteignant 150 mètres. La topographie est plane sur les 70 premiers mètres avec une pente de 12°, puis devient concave sur les 80 derniers mètres. La variabilité du signal de l'érosion

est forte, et ne présente pas de gradient particulier. La carte des résidus montre une zone d'anomalies négatives dans la partie supérieure de la parcelle dont la répartition est homogène. Dans la partie inférieure, à 90 mètres du bord amont, ces anomalies sont nettement moins importantes, et la corrélation au modèle moyen augmente vers l'aval. Cette différenciation de deux zones résiduelles n'est pas expliquée par les observations de terrain, mais en revanche la présence de fortes anomalies négatives sur cette parcelle est corrélée à la présence d'un mulching de sarments. Comme cela a été vu pour la parcelle AC14, le mulching semble avoir un impact considérable sur la diminution des vitesses d'érosion.

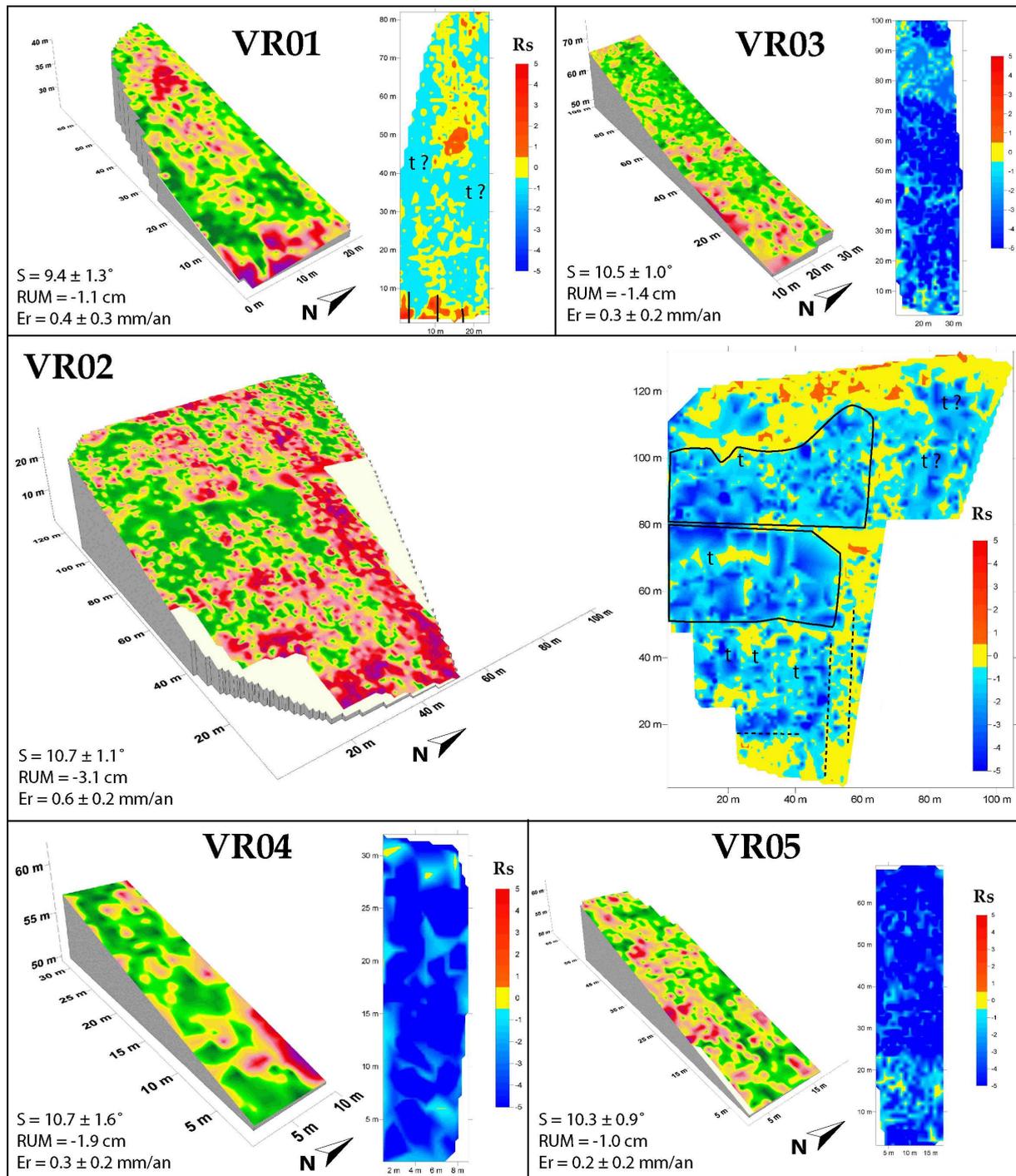


Figure 4.24. Cartes d'érosion sur fond topographique, et cartes résiduelles pour les parcelles VR01 à VR05.

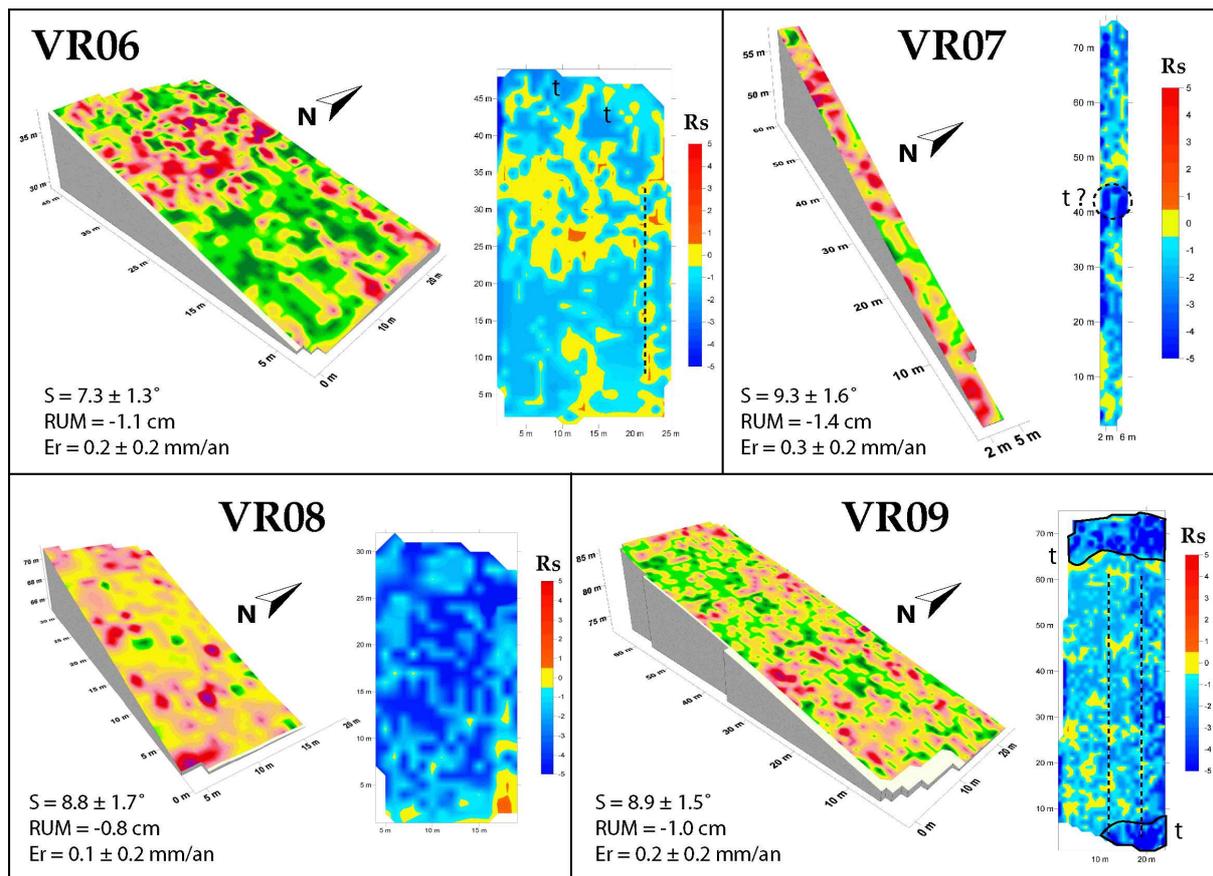


Figure 4.25. Cartes d'érosion sur fond topographique, et cartes résiduelles pour les parcelles VR06 à VR09.

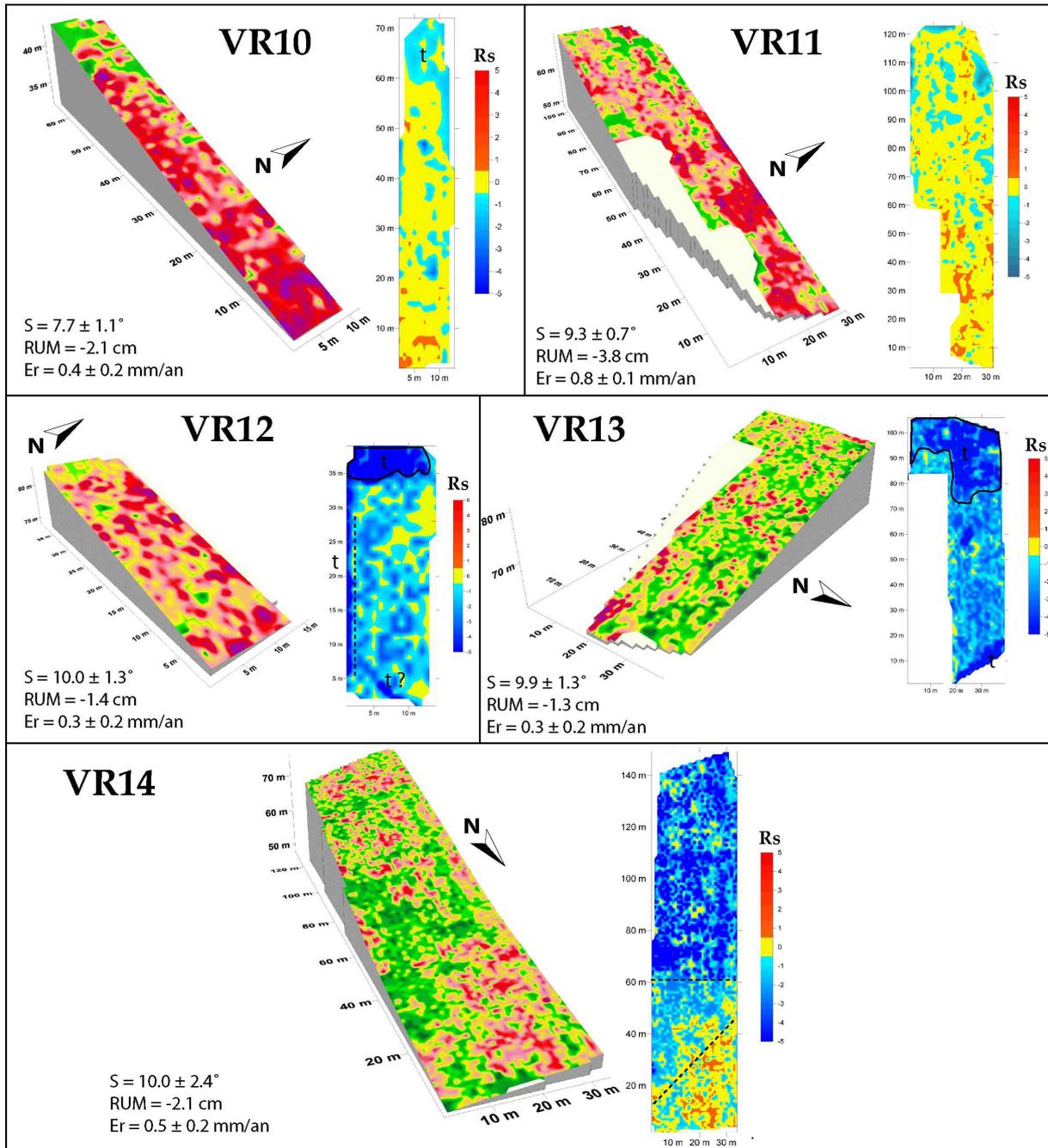


Figure 4.26. Cartes d'érosion sur fond topographique, et cartes résiduelles pour les parcelles VR10 à VR14.

En conclusion, l'application d'un modèle topographique sur le versant de Vosne-Romanée montre que la dynamique sédimentaire de ce versant contraste sensiblement avec les deux autres versants étudiés. Si deux parcelles ont pu être expliquées par le modèle monthélien (VR10 et VR11), toutes les autres parcelles lui sont très mal corrélées. Dans la plupart des cas, les pratiques culturales sont à l'origine d'une surestimation des vitesses d'érosion par le modèle, soit par remontées de terre, soit par des pratiques de travail du sol qui semblent fortement limiter l'érosion (absence de travail mécanique des sols, mulching).

4.5. Conclusions : érosion et anthropisation

4.5.1. Le modèle et son application : avantages et limites.

A partir l'étude réalisée sur 42 parcelles en vigne de la Côte, il est possible de dégager un modèle de la dynamique sédimentaire et anthropique sur plusieurs décennies des vignobles étudiés.

La mise au point d'un modèle de l'érosion à partir des données d'érosion monthéliennes a été facilitée par les conditions agricoles de ce versant : les pratiques culturales sont homogènes, les remontées de terre limitées, et les gammes de longueur et de pente sont larges. Cette analyse a mis en évidence deux lois de l'érosion, dont la répartition spatiale est déterminée par la valeur des pentes locales. Ce point de départ de l'analyse a déterminé toute la démarche de la seconde analyse : en considérant que le modèle monthélien est le modèle topographique de premier ordre, il permet d'être appliqué aux autres versants pour tester tout d'abord la validité de ce modèle, et d'autres parts de mesurer les écarts les modèles. Son application aux versants de Monthélie a montré dans un premier temps qu'il est possible à partir du modèle d'interpréter la répartition spatiale des anomalies. Elles traduisent des phénomènes le plus souvent d'origine d'anthropique (e.g. remontées de terre), et se manifestent par des écarts supérieurs à 50% par rapport au modèle, tandis que la variabilité naturelle des sols est incluse dans une gamme de résidus variant de $\pm 50\%$.

Son application aux autres versants a d'abord été décidée parce qu'aucun modèle simple de premier ordre ne permet d'expliquer le signal RUM des versants de Vosne-Romanée et d'Aloxe-Corton. L'interprétation donnée au signal résiduel a montré l'importance et la prédominance des pratiques culturales sur les processus sédimentaires sur ces deux versants. Le Tableau 4-1 récapitule les différentes situations qui ont été rencontrées sur les 41 parcelles étudiées, en tenant compte de la sous ou surestimation par rapport au modèle, et de la nature de l'écart.

De ce tableau, il ressort que :

1. A Monthélie, les écarts au modèle moyen sont essentiellement expliqués par des rajouts ponctuels de terre.

2. A Aloxe-Corton, les écarts au modèle sont expliqués par une pratique intense des remontées de terre, le plus souvent liée à l'aménagement des contours. D'autres parts, les sols non-travaillés semblent à l'origine d'une diminution des vitesses d'érosion. Il a été vu en outre que les anomalies positives augmentent avec la distance à la crête, mais il n'existe pas d'arguments pour savoir s'il s'agit d'un artefact lié à la gestion du ruissellement de surface, ou bien d'un processus hydrologique de versant (exfiltration).

3. A Vosne-Romanée, le signal de l'érosion n'est pas corrélé au modèle topographique. La plupart des parcelles présentent des flux bien inférieurs à ceux prédits par le modèle. A l'origine de cette différence, la diversité des pratiques culturales et leur impact sur le ruissellement (sous-estimés au départ de cette étude), et une pratique intense de remontée de terre semblent être à l'origine de ces écarts.

Parcelle	Corrélation au modèle	Nature de l'écart		Origine supposée de l'écart		
		Sous-estimation	Surestimation	Rajout de terre	Ravinement	Travail du sol
M01	Moyenne		x			paléo-parcellaire
M02	Bonne					
M03	Bonne					
M04	Bonne					
M05	Moyenne	x	x	x	x	
M06	Moyenne		x	x		mulch
M07	Moyenne		x	x		
M08	Bonne					
M09	Bonne					
M10	Moyenne		x	x		
M11	Bonne					
M12	Moyenne		x	?		
M13	Moyenne		x			?
AC01	Moyenne	x			?	?
AC02	Moyenne		x	x		
AC03	Moyenne		x	x		
AC04	Moyenne		x	x		
AC05	Moyenne		x	x		
AC06	Moyenne		x	x		
AC07	Moyenne		x	x		
AC08	Mauvaise		x	?		Sol non travaillé
AC09	Mauvaise		x	?		Sol non travaillé
AC10	Moyenne	x	x	x	x	
AC11	Moyenne	x				
AC12	Bonne					
AC13	Moyenne	x	x	x	x	
AC14	Mauvaise		x			sarments
VR01	Mauvaise		x	x		
VR02	Mauvaise		x	x		
VR03	Moyenne		x			Sol non travaillé
VR04	Mauvaise		x			Sol non travaillé
VR05	Mauvaise		x			Sol non travaillé
VR06	Moyenne		x	x		
VR07	Moyenne		x			Sol non travaillé
VR08	Mauvaise		x			Sol non travaillé
VR09	Mauvaise		x	x		Sol non travaillé
VR10	Bonne					
VR11	Bonne					
VR12	Moyenne		x	x		Sol non travaillé
VR13	Mauvaise		x	x		Sol non travaillé
VR14	Mauvaise		x			sarments

Tableau 4-1. Qualité de la corrélation au modèle moyen pour les 41 parcelles des trois versants étudiés, et typologie des différents écarts.

L'influence des pratiques culturales au sens large est de plus en plus importante du Sud vers le Nord de la Côte en considérant les trois versants étudiés. Si le modèle de premier ordre s'applique bien aux versants de Monthélie et dans une certaine mesure aux versants d'Aloxe, la dynamique des versants de Vosne semble plus complexe à expliquer par la méthodologie employée. On constate également que les effets du ravinement sont très limités par rapport à ceux des pratiques culturales. Le ravinement étant un phénomène anecdotique (les ravines pérennes sont rares, car il revient à sacrifier des rangs), on constate que le poids des pratiques culturales (remontées de terre, non-travail du sol, sarments...) se renforce significativement sur le versant de Vosne-Romanée.

Ce phénomène est explicité sur la Figure 4.27. La surface moyenne expliquée par le modèle est de plus de 50% pour Monthélie, de 40% à Aloxe-Corton, et à peine plus de 20% pour la surface

étudiée à Vosne-Romanée. Les écarts au modèle sont essentiellement reliés à des pratiques culturales qui dans le cas d'Aloxe sont représentées par les remontées de terre, et dans le cas de Vosne-Romanée par des pratiques de mulching et par l'absence de travail mécanique du sol.

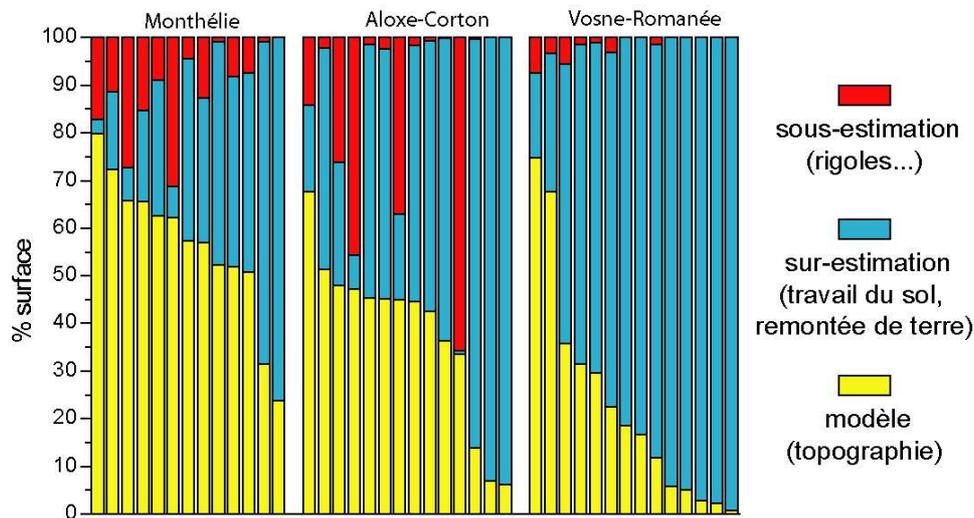


Figure 4.27. Pourcentages de la surface des parcelles étudiées correspondant aux anomalies négatives liées aux pratiques culturales, aux anomalies positives liées aux effets du ravinement, et à l'érosion prédite par le modèle.

4.1.2. Pratiques culturales et viticulture : effet terroir et l'effet sur le terroir

La quantification de l'érosion réalisée sur ces trois sites a mis en évidence que les pratiques culturales, *a priori* homogènes, sont à l'origine de la variabilité inter-site. La quantification de l'érosion et sa spatialisation sur carte a mis évidence que les remontées de terre sont le plus souvent à l'origine des variabilités inter-site et intra-parcellaire. Ainsi, la dynamique de chaque versant peut être schématisée selon un substrat cultural relativement homogène, auquel s'ajoutent des pratiques culturales qui dépendent le plus souvent de la gestion de l'érosion propre à chaque viticulteur.

Ce substrat cultural dépend probablement de beaucoup de facteurs (historiques, économiques, culturels, géologiques, autres ?). Il est ainsi délicat de dresser un schéma simple entre la puissance des remontées de terre et les Appellations. Cependant, plusieurs faits peuvent être avancés pour expliquer la variabilité des pratiques culturales entre et à l'intérieur de chaque site. Par exemple, les versants de Monthélie présentent des parcelles géométriquement simples, de grande dimension, sur des Appellations communales, et où les pratiques culturales sont homogènes. A l'inverse, le versant de Vosne présente de nombreuses petites parcelles, souvent inaccessibles pour les enjambeurs. De fait, il est fréquent d'y trouver des parcelles travaillées manuellement, et désherbées à l'hélicoptère.

Le substrat géologique explique également certains phénomènes observés dans cette étude. Si les versants marneux de Monthélie sont généralement griffés et rarement enherbés, beaucoup de viticulteurs ne veulent pas griffer les sols de Vosne pour ne pas ameublir les grèzes et donc les rendre

plus sensibles au ruissellement. Certains viticulteurs sont réticents à l'enherbement par volonté de conserver des paysages viticoles où les sols sont nus. De la même manière, la différence entre une lithologie marneuse et calcaire peut contraindre différemment un viticulteur à lutter contre l'érosion : la mise à nu d'un substrat calcaire marque la fin de toute culture, tandis que les marnes monthéliennes sont très souvent en position affleurante sur les coteaux. Pratique parmi tant d'autres pour lutter contre l'érosion des sols viticoles, les phénomènes de remontées de terre ont été révélés par cette étude. Ce phénomène est très variable dans le temps et souvent propre à chaque viticulteur, et à chaque versant. Ces remontées ont une fonction double : elles permettent d'abord de compenser l'ablation des sols, et elles permettent en outre de reconstituer et d'enrichir un sol. Si elles semblent limitées sur le versant de Monthélie, cette pratique est généralisée sur les versants d'Aloxe et de Vosne. Ce phénomène est mis en évidence sur la Figure 4.28. Les résidus moyens varient d'un facteur 4 entre le versant de Monthélie (-0.14) et le versant de Vosne-Romanée (-0.61).

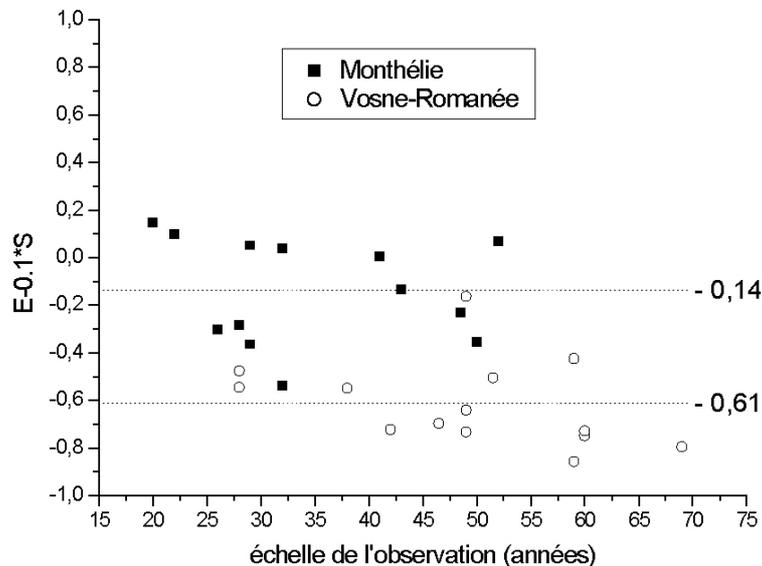


Figure 4.28. Comparaison des résidus pour les parcelles de Monthélie et de Vosne-Romanée.

Enfin, la gestion du ruissellement et de l'érosion à l'échelle des versants sont propres à chaque versant. A Monthélie, la puissance des coulées de boues dans le village à répétition dans les années 80 ont conduit la municipalité à aménager les exutoires des bassins versants (bassin de décantation, trop-pleins, drains etc.). Si l'érosion est toujours active sur les coteaux, ses répercussions sont limitées en aval. Le même projet est envisagé depuis une vingtaine d'années à Vosne-Romanée, mais n'a jamais été concrétisé faute d'accords entre les pouvoirs publics et le monde viticole pour subventionner des travaux de grande ampleur. En attendant, la gestion du ruissellement et des sols est laissée à chaque viticulteur. L'exemple de remontées de terre est éloquent : certains viticulteurs refusent de remonter de la terre, d'autres le feront sporadiquement après les orages, et d'autres le feront quand ils estiment que cela devient nécessaire.

4.1.3. Erosion et travail du sol : perspectives de travail.

Il conviendra de répondre à un certain nombre de questions par de futures investigations, notamment pour tenter de résoudre les deux points suivants :

- *Vitesses absolues et relatives d'érosion des sols viticoles* : l'analyse spatiale du RUM (**Article 2**) a montré que la dynamique de ruissellement en rigoles est à l'origine de la redistribution des sédiments, et que le signal d'érosion obtenu sur une échelle pluri-décennale reflète les processus de l'érosion les plus intenses rencontrés à l'échelle des événements pluvieux extrêmes. Ainsi, si les vitesses d'érosion obtenues dans un cas (**Article 3**) comme dans l'autre (**Article 1**) montrent que les vitesses sont considérables. Cependant, il est nécessaire de considérer que ces vitesses d'ablation intègrent d'autres processus qui peuvent conduire à une modification de la topographie. Ces phénomènes correspondent tout d'abord à l'érosion mécanique des sols en relation avec le passage des engins de labours (Govers et al., 1994 ; Boardman et Poesen, 2006), qui peut être considérée comme une diffusion des sédiments, donc sans effets dans le cas d'une topographie à pente constante. Un autre phénomène important est celui du tassement des sols, mais ce phénomène n'a pu être quantifié. Un dernier phénomène est celui de l'abaissement du greffon au cours du temps en raison de l'accroissement de taille du cep. D'après des premières investigations, cet abaissement est de l'ordre de 1 cm en 50 cm (soit 0.2 mm/an). Ces deux effets vont se compenser dans le temps, mais selon des observations de terrain, ces deux effets semblent avoir un effet limité sur la valeur absolue du déchaussement : des premières études en contexte de plaine ont montré que les greffes sont situées dans l'intervalle de plantation indépendamment de l'âge des ceps.

- *Diminution des vitesses d'érosion avec l'échelle d'observation* : la variabilité des vitesses d'érosion a pu dans le cas de Monthélie être expliquée par les effets de la topographie, tandis que la variabilité des vitesses sur les autres sites a été expliquée par une variabilité des pratiques culturales. Une des clés de la compréhension des cartes d'érosion serait de pouvoir dresser l'historique des pratiques culturales pour chaque parcelle, et donc de pouvoir corrélérer chaque observation quantitative aux effets de certaines pratiques culturales sur la limitation du ruissellement et de l'érosion - mulching et absence de travail du sol principalement (Gril, 1986 ; Ballif, 1990 ; Schaller and Emde, 2000). Le constat d'une diminution des vitesses d'érosion avec l'âge des ceps (Figure 4.29) a donné lieu à plusieurs interprétations. Tout d'abord, l'hypothèse « historique » consiste à supposer que cette diminution correspond à une modification des pratiques culturales dans le sens d'une augmentation progressive des vitesses d'érosion depuis 1930, c'est-à-dire à une mécanisation de plus en plus intense. Cette hypothèse contredit cependant les propos de plusieurs viticulteurs qui affirment que l'apogée de la mécanisation a été atteinte durant les années 70 et 80. La seconde hypothèse se base sur le phénomène de modification texturale liée au lessivage des matériaux fins de la surface des sols qui conduit à une augmentation de la résistance des sols au ruissellement par enrichissement en sédiment de plus en plus grossier (Poesen et al., 1994 ; Poesen et al., 1997). Cette hypothèse n'a pas été vérifiée sur le terrain. Il serait nécessaire de procéder à des analyses texturales et structurales en fonction de

l'âge des ceps. A ce phénomène peut s'ajouter une dernière hypothèse sur la fréquence et l'intensité des remontées de terre qui seraient d'abord liées à l'âge des ceps (Figure 4.28 et Figure 4.29).

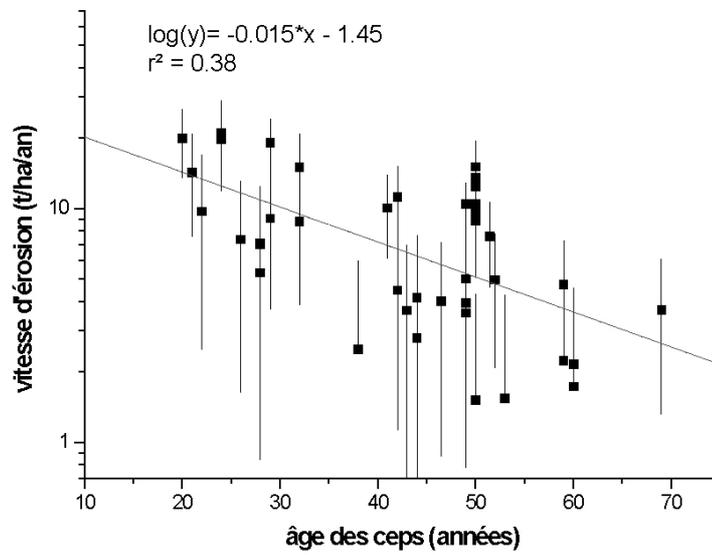


Figure 4.29. Vitesses d'érosion en fonction de l'âge des ceps (compilation des trois sites étudiés).

Chapitre 5

**Discussion sur les déterminants topographiques et
climatiques du ruissellement et de l'érosion**

Introduction

L'étude de l'abaissement de la topographie sur plusieurs décennies, intégrant n événements pluvieux, a permis de calculer des vitesses d'érosion à haute résolution spatiale le long de profils parallèles à la plus grande pente. L'analyse de la distribution spatiale de ces vitesses d'érosion a montré dans un premier temps que le déchaussement reflète les processus les plus efficaces dans le transfert des sédiments vers l'aval (cf. **Article 2**). Par exemple, les zones qui présentent des fortes vitesses d'érosion sont marquées par la présence de rigoles qui incisent les interrangs. Inversement, les zones de faible érosion sont généralement dépourvues de marqueurs localisés de l'érosion. Cette observation demeure cependant fortement dépendante du temps d'observation, en raison de la variabilité des formes d'érosion et des labours qui vont effacer plus ou moins vite les effets de l'érosion sur la topographie.

Dans un second temps, l'analyse de ces vitesses a montré que l'érosion est reliée aux paramètres morphologiques de parcelles selon deux lois (cf. **Article 3**). Lorsque les pentes sont faibles, l'érosion est corrélée à la valeur de la pente locale, et on peut alors relier le flux sédimentaire à la topographie selon un modèle purement diffusif. Lorsque les pentes sont plus importantes, et dans le cas de notre étude, dépassent une pente critique de 10° environ, l'érosion est alors dépendante à la fois de la pente locale et la distance à l'amont. Cette importante différence observée à partir des données de terrain implique que deux mécanismes de l'érosion coexistent à l'intérieur du bassin versant étudié. Ces deux mécanismes déterminent l'évolution de la topographie des rangs de vigne sur des échelles pluri-décennales. Ces profils correspondent à une moyenne des vitesses d'érosion, le déchaussement correspondant au lissage d'une surface d'érosion entre le domaine du rang et de l'interrang.

Le biais qu'il existe dans la relation entre la variabilité des processus dans le temps et leur impact sur le transfert horizontal à l'intérieur des rangs de vigne est compensé dans cette étude par la connaissance de la redistribution spatiale des matériaux sur des échelles de temps supérieures à l'événement. L'érosion étant surtout confinée au domaine de l'interrang, et les labours provoquant un lissage de la microtopographie des parcelles, l'intégration de tous les événements érosifs se reflète dans la comparaison de la surface actuelle à la surface initiale (**Chapitre 4**). Tous les événements pluvieux participent à la modification de la topographie par transfert des sédiments vers l'aval. Comment les sédiments sortent-ils des rangs ? Dans cette problématique, les processus du ruissellement qui impliquent un transfert des sédiments sont inconnus. Le ruissellement en rigoles classiquement rencontré lors des orages intenses (cf. **Article 1**) a montré que le volume des rigoles augmente avec leur longueur, et les sédiments érodés sont pour la plupart exportés au delà de la bordure avale de la parcelle. Si le chapitre précédent a permis d'estimer des vitesses d'ablation verticale, les vitesses de transfert horizontal des sédiments demeurent inconnues. Ce chapitre propose

donc de tester la relation qui existe entre la fréquence des événements pluvieux et les processus de ruissellement associés impliquant un transfert des sédiments.

Le premier chapitre est une analyse des mécanismes de déclenchement du ruissellement qui vise à la fois à identifier les effets topographiques et climatiques. Le deuxième chapitre discute plus à fond les mécanismes d'érosion associés au ruissellement.

5.1. Ruissellement et climat

L'objectif de cette partie est d'analyser les déterminants à la fois climatiques et topographiques du ruissellement. Le schéma proposé est forcément simpliste vis-à-vis de la complexité du processus. Il ne remplace pas les mesures quantitatives qui n'ont pas pu être mises en œuvre au cours de cette thèse, mais il donne quelques éléments quantitatifs d'appréciation des processus et un cadre théorique qui pourra être utilisé dans des études futures sur la modélisation des phénomènes observés.

5.1.1. Cadre théorique

Sur les surfaces viticoles, comme sur toutes surfaces agricoles, l'état de saturation de la surface est la première condition qui va déclencher le ruissellement. Cet état est atteint lorsque l'intensité des pluies est supérieure à la vitesse d'infiltration dans les sols. Le ruissellement, en tant que déplacement de l'eau à la surface du sol, débute lorsque les aires saturées, *i.e.* les flaques, se connectent les unes aux autres (Figure 5.1). La distance de transfert des eaux va dépendre de la taille des flaques à un instant donné de la pluie. Enfin, lorsque les flaques se connectent à l'exutoire, l'eau de pluie peut sortir du système (parcelle, sillon, interrang de vigne).



Figure 5.1. Photographies d'interrangs au cours d'une averse (Aloxe-Corton, 1/06/2004). A gauche, au début de l'averse, des flaques discontinues se forment dans les sillons. A droite, les flaques se connectent, l'eau ruisselle sur de plus grandes distances et sort du rang.

Dans cette conception hortonienne du ruissellement, l'apparition des flaques à la surface d'un sol agricole va en premier lieu dépendre de l'équilibre entre l'intensité des pluies r et la capacité d'infiltration i des sols (Figure 5.2).

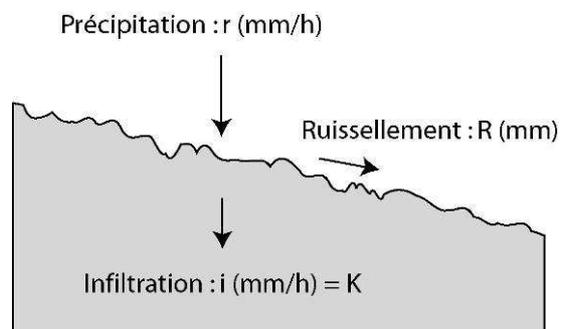


Figure 5.2. La lame d'eau qui va ruisseler à la surface du sol correspond à la fraction des pluies qui n'a pas pu s'infiltrer.

A l'échelle d'un événement, le ruissellement débute lorsque l'état d'équilibre entre ces deux vitesses est atteint. Les pores dans les horizons de surface se remplissent d'eau (le potentiel capillaire diminue) et la conductivité hydraulique à saturation des sols est atteinte (Horton, 1933 ; 1940). Le temps de saturation de la sub-surface définit le temps caractéristique d'imbibition de la surface par les eaux de pluies (Casenave et Valentin, 1989), ou temps de flaquage. Ainsi, pour un même sol donné et toutes choses égales par ailleurs, on peut relier le coefficient de ruissellement à l'intensité des pluies (Arnaez et al., 2006) ou bien à la quantité de pluie (Kirkby et al., 2002). Celui-ci augmente rapidement lors des événements intenses (Fox et Bryan, 1999; Macdonald et al., 2001) et atteint un état stationnaire lorsque le régime de pluie est partiellement compensé par la conductivité à saturation (Desir et al., 1995 ; Torri et al, 1999 ; Macdonald, 2001 ; Assouline et Ben-Hur, 2006). Dans ces cas-là, on peut relier linéairement le coefficient de ruissellement et la charge sédimentaire (Desir et al., 1995 ; Wainwright, 1996 ; Romero-Diaz et al., 1999).

Sur une surface non-corrélée, c'est-à-dire où il n'existe pas de chemins préférentiels de l'écoulement (rugosité importante, pente faible), l'apparition du ruissellement va d'autant plus être retardée que la vitesse d'infiltration est grande. Une simulation du ruissellement sur une surface rugueuse montre que le coefficient de ruissellement diminue linéairement avec la valeur de la vitesse d'infiltration (Figure 5.3). Cette simulation utilise le modèle développé par P. Davy, à la suite des travaux de Darboux et al. (2002b), où un module d'infiltration est ajouté dans le calcul du déplacement des marcheurs qui simulent les gouttes d'eau. L'augmentation soudaine du ruissellement à l'exutoire correspond au dépassement d'un seuil de ruissellement.

Le débit à l'exutoire est donc fonction du rapport entre les pluies et l'infiltration. Toute augmentation de la vitesse d'infiltration joue comme une réduction de l'aire drainée lorsque le régime des pluies est partiellement compensé par l'infiltration à saturation.

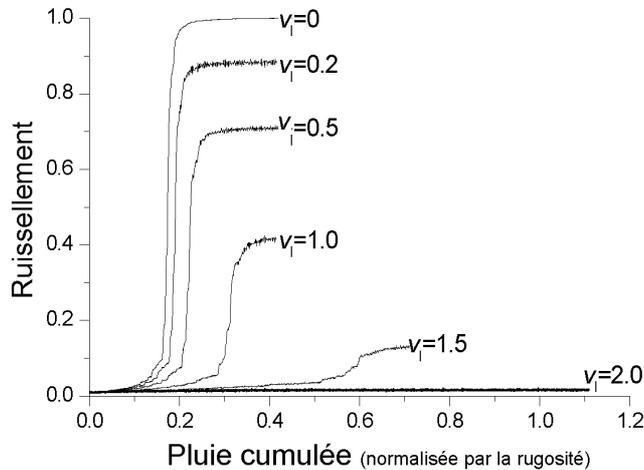


Figure 5.3. Evolution du coefficient de ruissellement en fonction de la pluie cumulée pour différentes valeurs de la vitesse d'infiltration v_i . Le coefficient de ruissellement est normalisé au volume de pluie ajouté (Modélisation P. Davy).

Sur un sol naturel (par opposition à une surface « modèle »), l'état de la surface du sol et la rugosité sont des déterminants qui évoluent avec le temps. Le premier est modifié par l'impact des gouttes de pluies (par effet splash) et par la redistribution des matériaux les plus fins dans les microdépressions. Cette imperméabilisation de la surface par la formation de croûtes structurales (battance) et de croûtes sédimentaires (remplissage des dépressions par des matériaux fins) va dans le sens d'une réduction du temps d'apparition du ruissellement. De la même manière, la rugosité évolue avec le temps à la fois par un lissage de la microtopographie et par le développement de chemins préférentiels qui diminuent le volume d'eau potentielle stockable dans la microtopographie (e.g. Guzha, 2004 ; Darboux, 2000). Ces deux phénomènes ont été observés sur les sols à texture limoneuse dans les grandes plaines céréalières (Valentin et Bresson, 1992 ; Fox et al., 1998), où l'état de surface des sols et les pluies antécédentes modifient la réponse du système en termes de ruissellement (Poesen et Bryan, 1989 ; Govers, 1991 ; Romero-Diaz et al., 1999 ; en expérimental : Darboux et al., 2002b ; Römkens et al., 2001).

Le paragraphe suivant présente une modélisation simplifiée du ruissellement à partir des séquences pluviométriques.

5.1.2. Analyse des chroniques climatiques de la Côte

Cette modélisation schématique du ruissellement est basée sur deux paramètres (Figure 5.4) :

- Le seuil de déclenchement du ruissellement, exprimé en mm d'eau. Pour une surface rugueuse perméable, ce seuil dépend à la fois de la capacité de stockage et de la vitesse d'infiltration
- L'intensité du ruissellement qui dépend pour l'essentiel de la vitesse d'infiltration.

Dans cette analyse simplifiée, les déterminants topographiques sont la rugosité et la vitesse d'infiltration que nous discuterons par la suite. Les déterminants climatiques dépendent à la fois volume total d'eau ruisselé par épisode (lié à l'effet de seuil) et de l'intensité pluviométrique qui fixe l'intensité du ruissellement post-seuil .

L'analyse est basée sur une chronique climatique de 14 années segmentée en événements pluvieux indépendants¹ enregistrés à la station météorologique de Dijon-Longvic (Météo France). La Figure 5.4 montre ces variations de précipitations sur un repère temporel annuel. Les effets saisonniers sont particulièrement bien marqués avec un fort contraste entre les saisons hivernales caractérisées par des pluies majoritairement faibles en intensité, et les saisons estivales dont l'intensité pluvieuse est extrêmement variable. Les pluies de très fortes intensités correspondent aux orages d'été. L'analyse de la pluviométrie (cf. **Annexe 4**) a montré que 80% des événements ont une intensité inférieure à 10 mm/h, et seuls 5% des événements ont une intensité supérieure à 20 mm/h. La distribution des pluies en termes de quantité montre en revanche que cette distribution est beaucoup plus homogène à l'échelle de l'année. Le nombre de séquences pluviométriques par mois est uniforme au cours de l'année.

L'enregistrement de ces séquences a été réalisé à la station météorologique de Dijon-Longvic, située à quelques kilomètres de la Côte. Cette station est la seule qui puisse fournir des intensités de pluie dans la zone de notre étude. Les pluies sont enregistrées selon des séquences qui traduisent les variations de l'intensité au cours d'une averse. Ainsi, une averse va être enregistrée selon une suite de séquences auxquelles sont associées une durée et une quantité de pluie précipitée. Si la pluie s'arrête ou le régime de pluie change, une nouvelle séquence débute.

La durée des séquences pluvieuses est très variable, et elles ne sont pas fournies à un pas de temps régulier. La durée moyenne est de 54 minutes, la médiane est de 30 minutes, et au minimum de 6 minutes. Cette distribution montre que sur les 14 années considérées, il y a environ 1 événement par jour. Or, il pleut en moyenne un peu moins d'un jour sur deux sur la Côte, ce qui revient à considérer que chaque journée pluvieuse comporte en moyenne deux séquences de pluie.

Tous ces événements participent à la redistribution des sédiments à la surface des sols. Les événements de plus faible intensité ne vont avoir qu'une efficacité très réduite dans la distance de

¹ 5163 événements sur les périodes 1982 à 1988, et de 1992 à 1998, soit 14 années complètes.

transfert horizontal, par exemple en se limitant à du splash. A l'inverse, les événements les plus intenses vont induire un fort ruissellement et donc des exportations potentielles de sédiments sur de grandes distances. Ce phénomène a été illustré par le bilan sédimentaire établi lors d'un orage intense, où ce type de ruissellement incise la microtopographie des interrangs et permet d'exporter hors de la parcelle des volumes importants de sédiments. Notons toutefois que ce type de phénomène reste rare, et n'a été observé qu'une fois en trois années, mais son impact sur l'ablation des sols est considérable (cf. **Chapitre 2**).

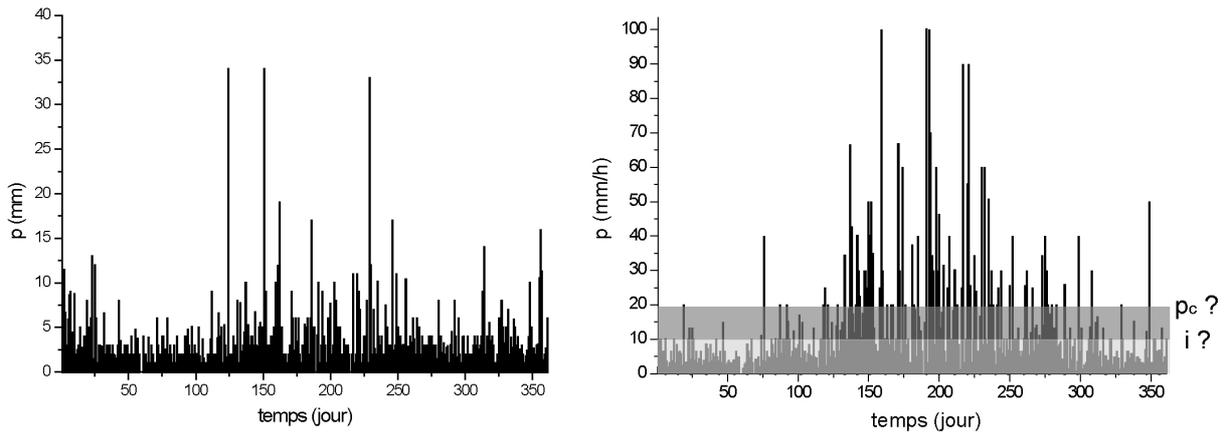


Figure 5.4. Distribution des précipitations et des intensités de pluie au cours de l'année. Compilation de 14 années d'enregistrements (Dijon-Longvic, Météo France).

Pour chaque événement pluvieux, nous avons calculé la lame d'eau “potentiellement” ruisselante R en faisant l'hypothèse simple qu'elle augmente avec l'intensité de la pluie efficace r (valeur peu modifiée par l'évapotranspiration pendant l'événement pluvieux), et de la vitesse d'infiltration moyenne i (qui dans un système naturel correspond à l'infiltration de l'eau des flaques), tel que :

$$\frac{dR}{dt} = r - i, \text{ si } R > 0 ;$$

$$R = 0 \text{ sinon.}$$

Deux remarques supplémentaires :

- Une faible vitesse d'infiltration peut conduire à des effets cumulatifs entre événements pluvieux rapprochés. Si on suppose, par exemple, que l'infiltration est de 1 mm/h et que la hauteur d'eau stockée sur la surface rugueuse est de ~1 cm, il faudra attendre environ 10 h pour que deux pluies soient indépendantes. Ce temps peut d'ailleurs être beaucoup plus long si on considère les effets d'humidité des sols sur l'infiltration car un ressuyage total du sol peut prendre beaucoup plus de temps.

- Même si nous supposons les propriétés du sol homogènes, la vitesse moyenne d'infiltration va être plus faible que les valeurs de K_{sat} car il faut pondérer par la surface réellement disponible à l'infiltration (la surface des flaques généralement). Pour un modèle de rugosité totalement aléatoire, $i \sim 0.5 * K_{sat}$. Pour des rugosités plus réalistes, on peut s'attendre à des coefficients plus faibles. Les valeurs de K_{sat} des terrains étudiés ne sont pas connues (cf. **Annexe 3**) : les essais d'infiltrométrie n'ont été réalisés qu'à une seule pression (= 0). On peut supposer cependant que les valeurs de perméabilité sont au minimum de l'ordre de plusieurs mm/h, en raison de leur granulométrie limono-argileuse avec une proportion non négligeable de sables (e.g. Chahinian et al., 2006). Pour réaliser cette étude, nous considérerons que la valeur moyenne de i varie entre 1 mm/h et 10 mm/h.

La Figure 5.5 présente la quantité d'eau R en excès en fonction de l'intensité des pluies, pour $i=1$ mm/h. Le calcul de R en fonction de l'intensité des pluies montre que l'essentiel des pluies est compris dans une gamme d'intensité inférieure à 10 mm/h.

Deux tendances marquent une augmentation de R avec l'intensité des séquences. Cette tendance reflète les orages de fortes intensités des périodes estivales, mais ces pluies ne provoquent évidemment pas les plus forts excès en eau, compte-tenu de leur brièveté. L'autre tendance montre une augmentation de R pour des pluies de faibles intensités, et reflète les tempêtes des mois de Septembre à Novembre, avec des pluies longues mais toujours de faibles intensités. Ces pluies traduisent l'influence océanique sur le climat de la Côte.

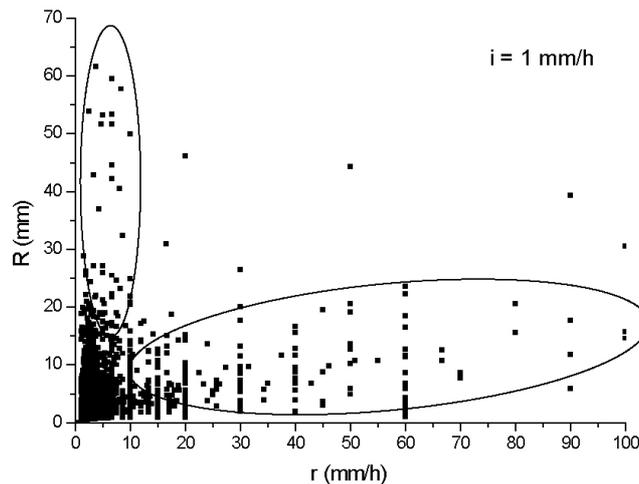


Figure 5.5. Diagramme R en fonction de r pour une infiltration de 1 mm/h.

La distribution de R au cours de l'année est représentée sur la Figure 5.6. Cette distribution montre que pour une très faible perméabilité (1 mm/h), les pluies efficaces sont uniformément distribuées au cours de l'année. Les plus fortes valeurs ($R > 25$ mm) se retrouvent à toutes les périodes de l'année, tandis que les valeurs intermédiaires (entre 10 et 20) sont concentrées dans les

périodes estivales. Les faibles valeurs ($R < 5$ mm) sont distribuées uniformément toute l'année. Le mois de Juin concentre le plus grand nombre d'événements. Pour une plus forte perméabilité (5 mm/h), seules les pluies de Mai à Novembre (de 120 à 330) produisent un excès d'eau significatif, et au total seule une centaine de séquences par an semblent être efficaces.

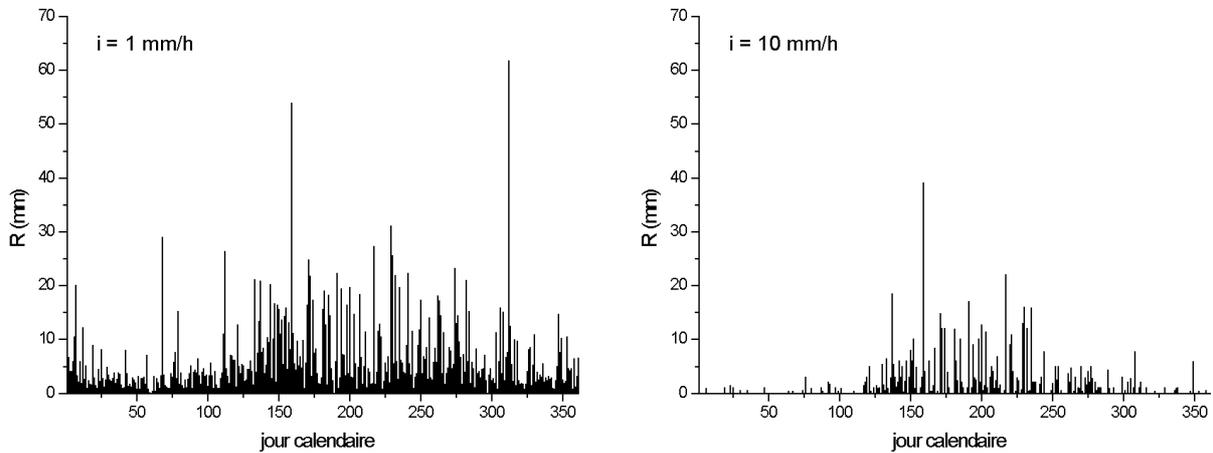


Figure 5.6. Distribution de R au cours de l'année selon une infiltration de 1 et 10 mm/h.

En attribuant une valeur d'infiltration compatible avec des valeurs de terrain (1 mm/h n'est pas vraiment réaliste), seules les pluies estivales peuvent provoquer un flaquage avec une lame d'eau significative. Cette observation est compatible avec les observations de terrain, où les phénomènes advectifs sont essentiellement associés aux orages des saisons chaudes. Sur les 20 dernières années, la plupart des arrêtés préfectoraux de catastrophe naturelle ont été consécutifs à des événements pluvieux survenus durant les périodes estivales. La Figure 5.7 présente la distribution de ces arrêtés pour inondations dans les villages de la Côte sur la période 1982-2007 (comparable à la période d'enregistrements de la station pluviométrique ici étudiée).

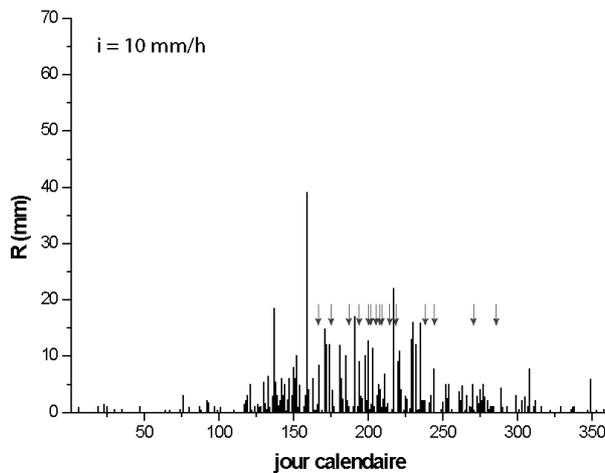


Figure 5.7. Distribution de R au cours de l'année pour une infiltration de 5 mm/h ; les flèches indiquent les dates des arrêtés préfectoraux de reconnaissance d'état catastrophe naturelle pour des inondations survenues sur les villages de la Côte sur la période 1982-2006 (source : Préfecture de Côte d'Or).

Bien que ces arrêtés ne puissent être considérés comme le strict reflet des événements qui provoquent des coulées de boues et des inondations dans les villages de la Côte, cette distribution indique que seules les inondations majeures reconnues comme telles par les autorités font suite à des événements climatiques survenus sur la période de Juin à Septembre (jours 150 à 270).

5.1.3. Analyse des déterminants topographiques sur le ruissellement

En appliquant le mécanisme de saturation des sols dans une dimension spatiale plus large, par exemple du m² à au rang de vigne, la continuité du ruissellement va dépendre de la connexion des aires de saturation et l'acheminement du flux hydrique le long d'une topographie. La rugosité de surface retarde le ruissellement tant que le niveau de l'eau n'a pas atteint les bords des dépressions. Ce stockage maximal pour une surface rugueuse définit la capacité de stockage (Onstad, 1984). Des flaques se forment, et lorsque le volume de ces dépressions tend à être intégralement comblé, les flaques vont se connecter les unes aux autres. Le ruissellement va correspondre au déversement des eaux depuis les dépressions amont vers les dépressions avalées. Si la pluie continue, les flaques vont s'étendre, se connecter, et le ruissellement va se propager à l'ensemble de la surface. Plus les flaques se connectent, plus la distance que peut parcourir l'eau est grande. La continuité du ruissellement dans l'espace est donc directement reliée au degré de connectivité des flaques. Ces surfaces inondées retardent le ruissellement en accumulant une lame d'eau par concentration de l'eau dans les dépressions les plus basses. Cette capacité de stockage d'une surface est définie par une rugosité moyenne et par sa variabilité autour d'une valeur moyenne (Govers et al., 2000 ; Kamphorst et al., 2000 ; Darboux et al., 2001). Si cette capacité de stockage retarde le déclenchement du ruissellement, son dépassement initie le ruissellement par débordement des flaques les unes dans les autres (Kirkby, 2001).

La théorie de la percolation appliquée au ruissellement.

Les expériences numériques de Darboux et al. (2001 ; 2002a ; 2002b) ont permis de caractériser l'influence de la rugosité sur le déclenchement et la propagation du ruissellement à l'échelle d'un système qui s'apparente à une surface de quelques m² labourés. Ces expériences découlent de l'application de la théorie de la percolation au ruissellement.

Sur des surfaces rugueuses, le processus de connexion des flaques entre elles, et qui permet à l'eau de s'écouler sur des distances toujours plus grandes, peut être modélisé par l'application de cette théorie. Cette théorie statistique permet de décrire l'évolution de la connectivité des éléments qui composent un système (Stauffer and Aharony, 1994). Les éléments (sites ou liens) sont disposés régulièrement ou aléatoirement, et des connexions vont s'établir aléatoirement entre ces éléments. Un ensemble d'éléments connectés va définir un amas, dont la taille définit le degré de connectivité.

Lorsque le système est de taille finie, un amas dont la taille correspond à la taille du système va permettre d'établir une connexion ou un chemin entre deux bords du système. Le paramètre de percolation p permet de suivre l'état ou le degré de connectivité des éléments entre eux, étant défini comme le rapport entre le nombre d'éléments connectés par rapport au nombre d'éléments du système. Tant que p demeure inférieur à un seuil de percolation p_c , le système ne percole pas. Au seuil, la distance de connexion est maximale (taille de l'amas le plus grand), le système peut alors percoler. Lorsque $p > p_c$, la distance de connexion décroît car elle ne décrit alors que la taille des amas qui demeurent déconnectés de l'amas le plus grand.

La dynamique de connexion des flaques et la distance de transfert associée peuvent être analysées par le suivi de l'évolution des distances de connexion et du coefficient de ruissellement à l'exutoire. Le remplissage des dépressions (pixel topographique) par des gouttes d'eau, selon une vitesse d'infiltration et une position topographique, conditionne la vitesse de connexion du système à son exutoire. Un des principaux intérêts de cette approche, et qui constitue une base de réflexion pour notre étude, a été d'étudier la dynamique du ruissellement en fonction de la corrélation topographique d'une surface.

Effets de la corrélation topographique sur le coefficient de ruissellement.

Sur des surfaces où la topographie n'est pas ou peu corrélée, c'est-à-dire une topographie où il n'existe pas de chemins préférentiels d'écoulement en raison de la prédominance de la rugosité sur la pente générale du système, la rugosité de la surface va contrôler la vitesse d'agrégation des flaques. Tant que le volume d'eau non infiltrée R demeure inférieur à la capacité de stockage de la surface, le ruissellement à l'exutoire du système est quasiment nul. Seules les flaques connectées au bord aval vont ruisseler. Si la pluie continue, le ruissellement à l'exutoire va significativement augmenter lorsque le volume d'eau précipité équivaut à la capacité de stockage (Figure 5.8). Cette augmentation soudaine du coefficient de ruissellement à l'exutoire du système correspond au dépassement du seuil de percolation p_c , qui correspond au maximum de la distance de connexion (Darboux, 1999).

La dynamique de connexion des flaques, et donc le ruissellement, est très différente lorsqu'il existe des corrélations topographiques à l'échelle du système. Cette corrélation implique qu'il existe des chemins préférentiels d'écoulement qui acheminent les flux hydriques très rapidement à l'exutoire. L'augmentation de la distance de corrélation, la présence d'une pente non-négligeable, ou une diminution de la rugosité font diminuer le seuil de percolation (Darboux et al., 2002a); le coefficient de ruissellement C augmente de plus en plus linéairement avec la pluie (Figure 5.8). Sur de telles surfaces, le ruissellement apparaît de plus en plus tôt, et la largeur de transition entre le moment où $C = 0$ et le moment où $C = 1$ augmente, indiquant que le ruissellement augmente progressivement avec la pluie.

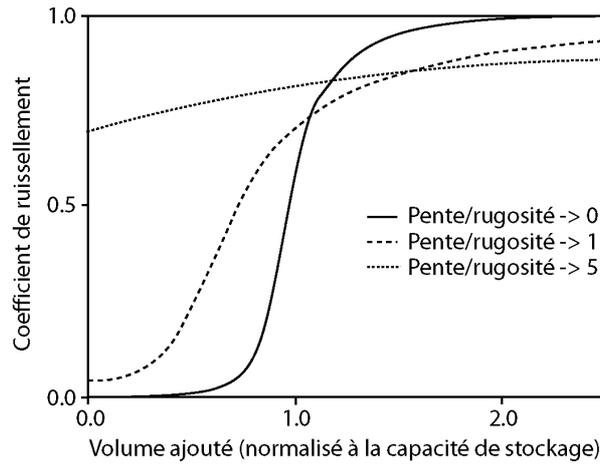


Figure 5.8. Effets du rapport Pente/rugosité sur le coefficient de ruissellement à l'exutoire (Darboux et al., 2002a, modifié).

Sur des surfaces non-corrélées, le non-dépassement de ce seuil implique que la plus grande partie de l'eau ne peut être évacuée du système, et demeure stockée dans des flaques non-connectées à l'exutoire ; la distance de transfert de l'eau demeure inférieure à la taille du système. La dynamique de ruissellement à l'exutoire sur de telles surfaces fonctionne – pour schématiser – en tout ou rien (Figure 5.9). Pour des surfaces corrélées, la diminution du seuil de percolation induit une augmentation rapide des distances de transferts dans le sens de la pente du système (Figure 5.10). Les écoulements se font sur des distances de plus en plus grandes, et ce dès le début de la pluie.

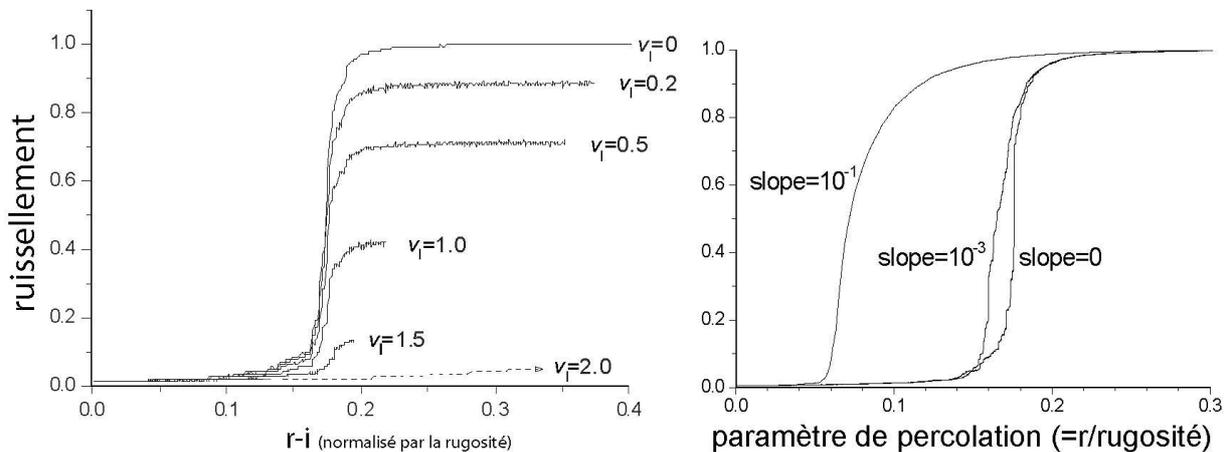


Figure 5.9. Le seuil de percolation est une constante dans le cas de surfaces non-corrélées (gauche), tandis que toute corrélation de la topographie provoque une diminution de ce seuil (droite)(Modélisation P. Davy).

La distance de connexion des flaques à l'intérieur d'un système conditionne la distance de transfert de l'eau. Si le paramètre de percolation est inférieur au seuil de percolation, les distances de transfert demeurent toujours inférieures à la taille du système. Lorsque $p > p_c$, les distances de transfert augmentent, et le ruissellement se fait alors selon un processus advectif. Comment les particules

sédimentaires se déplacent-elles ? La capacité d'un flux hydrique à transporter les sédiments est un phénomène complexe (Bryan, 2000). Cependant, la distance de transfert permet de fournir un proxy sur la distance maximale que peut parcourir une particule sédimentaire : où bien celle-ci reste dans le système et va se déplacer sur de courtes distances, ou bien celle-ci peut potentiellement sortir du système.

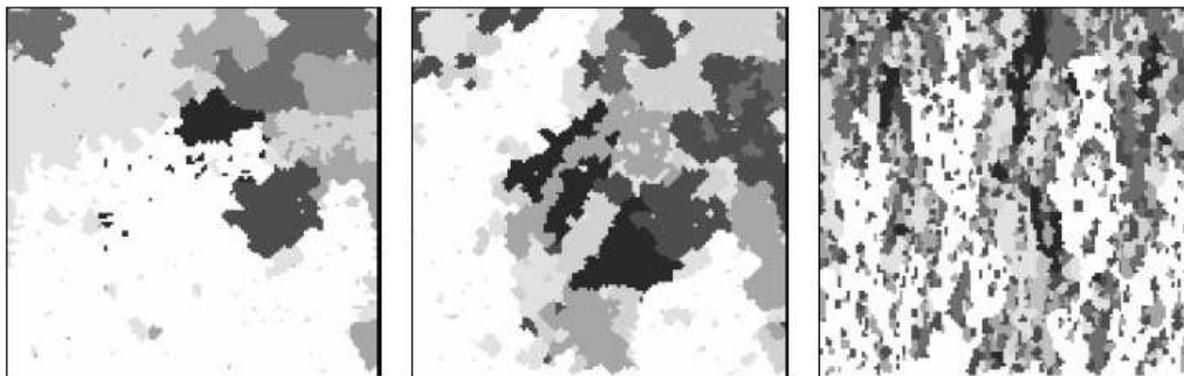


Figure 5.10. Géométrie des aires drainées au voisinage du seuil de percolation sur une surface horizontale (gauche), sur une surface à pente modérée (centre) et sur une surface à forte pente (droite). La rugosité est constante. Les aires connectées à l'exutoire sont en blanc, les aires en gris nuancés sont déconnectées (Darboux et al., 2002).

Cette distance de transport maximale va conditionner l'évolution de la topographie. Lorsque le seuil est dépassé, les sédiments peuvent s'écouler sur de grandes distances et sortir du système. La quantité de particules qui vont se redéposer à l'intérieur du système est alors inférieure à la quantité qui ne se redépose pas. La surface d'érosion qui résulte d'un tel mécanisme présente des incisions chenalisées qui vont se connecter à l'exutoire. Ce schéma a pu être observé pour un événement pluvieux extrême (**Chapitre 2**). Inversement, lorsque le seuil n'est pas dépassé, les particules vont se déplacer, puis se redéposer à l'intérieur des flaques. Les effets du redépôt peuvent alors localement compenser les effets de l'érosion : même si des griffes peuvent localement inciser la topographie, le transfert des sédiments se fait selon des distances inférieures à la taille du système. Ce schéma a été observé sur une parcelle de Monthélie (**Article 2**). Cette configuration peut également correspondre à des dépôts provoqués par la ré-infiltration de l'eau qui provoque l'abandon des sédiments sous forme de petits cônes dans les formes chenalisées du ruissellement (Rejman and Brodowski, 2005). Cet état suggère que les processus de l'érosion peuvent être considérés comme diffus, même au voisinage du seuil.

Le dépassement du seuil de percolation va donc marquer le passage entre une dynamique d'érosion dominée par les processus diffusifs à une dynamique dominée par les processus advectifs.

5.1.4. Analyse du ruissellement appliqué au climat de la Côte.

Il est possible d'appliquer ce raisonnement aux séquences pluviométriques de la Côte, en cherchant à distinguer les événements qui vont potentiellement dépasser le seuil de percolation de ceux qui ne le dépassent pas, dès lors que R est positif. Le rapport entre ces deux types d'événements, qui va varier en fonction de la valeur du seuil, et donc de la pente, permet ainsi de déterminer dans quelle proportion évolue le rapport des processus diffusifs par rapport aux processus advectifs. La ségrégation des événements est déterminée par le rapport R/p_c selon deux cas :

$$\begin{aligned} R < p_c &\rightarrow \text{Runoff} = 0 \\ R > p_c &\rightarrow \text{Runoff} = R - p_c \end{aligned}$$

Où la valeur du ruissellement indique la proportion de R qui déborde et qui peut atteindre l'exutoire pour chaque événement. La largeur de transition augmente avec la pente (Figure 5.9), mais elle sera considérée comme négligeable et constante.

Lorsque plusieurs séquences de pluie se succèdent sans interruptions, la quantité d'eau en excès est cumulée. Tant que la lame d'eau est inférieure à la hauteur maximale des dépressions, le ruissellement est limité dans l'espace, parce que la rugosité maximale n'est pas dépassée. En revanche, l'eau pourra circuler sur de courtes distances, mais toujours inférieures à la distance de connexion. Lorsque R dépasse la rugosité maximale, l'eau déborde et les sédiments vont pouvoir s'écouler vers l'exutoire.

Seuil de percolation et capacité de stockage.

Le paramètre de percolation p est assimilé à R , et le seuil de percolation p_c à la capacité de stockage (en mm). Ce paramètre p_c est fonction du rapport entre la rugosité aléatoire RR et le gradient de pente du système. Dans notre étude, les valeurs de la rugosité ne sont pas connues, mais sont généralement de l'ordre de quelques millimètres en contexte agricole (Planchon et al., 2001 ; Kamphorst et al., 2000 ; Darboux et al., 2002a). Les surfaces étudiées n'étant pas soumises aux opérations de labours (buttage), mais uniquement au griffage, la rugosité maximale sera considérée proche de 10 mm. Etant défini comme le rapport entre la rugosité et le gradient de la pente, le seuil sera considéré pour notre analyse comme variant dans un intervalle de 0.1 à 10. Les valeurs obtenues par le modèle empirique de Onstad (1984), et qui définit une relation entre la capacité de stockage en fonction des paramètres de pente, sont compatibles avec l'intervalle choisie. Le modèle de Onstad montre cependant que la capacité de stockage varie plus vite avec la rugosité qu'avec la pente.

La Figure 5.11 présente la distribution du ruissellement en fonction de deux valeurs d'infiltration (1 et 5 mm/h) selon différents seuils de percolation. Lorsque les sols sont considérés comme très peu perméable (1 mm/h), la lame d'eau est très importante pour une grande partie de l'année. De Janvier à Avril (de 0 à 120), la lame d'eau est faible. La lame d'eau est maximale en Mai, puis décroît lentement jusqu'en Décembre. Les valeurs de R restent très importantes durant cette

période. Pour une valeur d'infiltration plus forte (5 mm/h), la distribution des pluies efficaces est différente : le ruissellement est concentré durant une période de Mai à Septembre. Le maximum est observé pour le mois de Juillet. L'allure de la distribution du ruissellement est, pour les deux hypothèses, indépendante de la valeur du seuil de percolation. En revanche, les valeurs du ruissellement ne sont pas reliées linéairement au seuil. En considérant que la vitesse d'infiltration des sols étudiés est comprise entre 5 et 10 mm/h, l'étude de la distribution spatiale des séquences qui vont dépasser i montre que seules les pluies de Mai à Novembre vont induire une lame d'eau non-négligeable, et donc potentiellement provoquer l'apparition de flaques à la surface du sol.

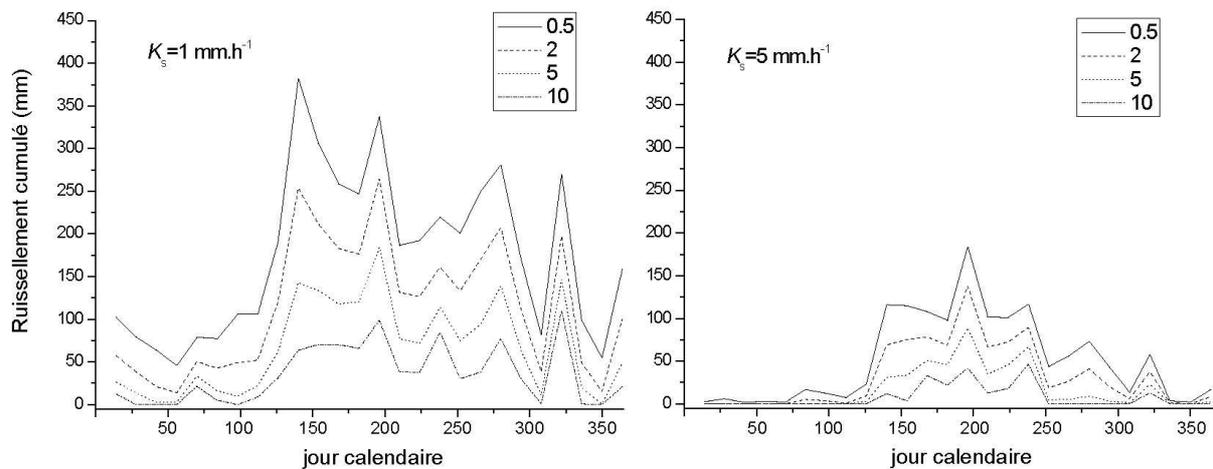


Figure 5.11. Distribution de R au cours de l'année pour $i = 1 \text{ mm/h}$ et 5 mm/h , selon différents seuils de percolation variant de 0.5 à 10. Les valeurs de R sont calculées sur des périodes de 14 jours.

Cette distribution est corrélée à la distribution des inondations dans les villages de la Côte lors des orages d'été et plus rarement aux tempêtes d'automne. Cette observation repose également sur l'hypothèse que les vitesses d'infiltration des sols sont constantes au cours de l'année. Hors, deux phénomènes peuvent nuancer ces conclusions et contredire l'hypothèse de départ. D'une part, les opérations de griffage vont ameublir les sols et donc potentiellement augmenter le K_{sat} des sols (e.g. Chahinian et al., 2006). De plus, les sols sont plus secs en été : l'infiltration à saturation des sols est donc censée être plus rapidement atteinte en hiver. Des K_{sat} compris entre 5 et 10 mm/h sont des vitesses relativement faibles : il est donc possible que le nombre de séquences de pluies efficaces soit surestimé pour les périodes estivales, mais le contraste dans la distribution des séquences efficaces demeure inchangé (par exemple entre 5 et 10 mm/h).

Les relations entre ruissellement moyen et seuil de percolation sont présentées sur les Figure 5.12 (quantité totale ruisselée) et Figure 5.13 (pourcentage de séquences). Quelque soit la représentation, le ruissellement diminue selon une relation quasi exponentielle avec le seuil de percolation.

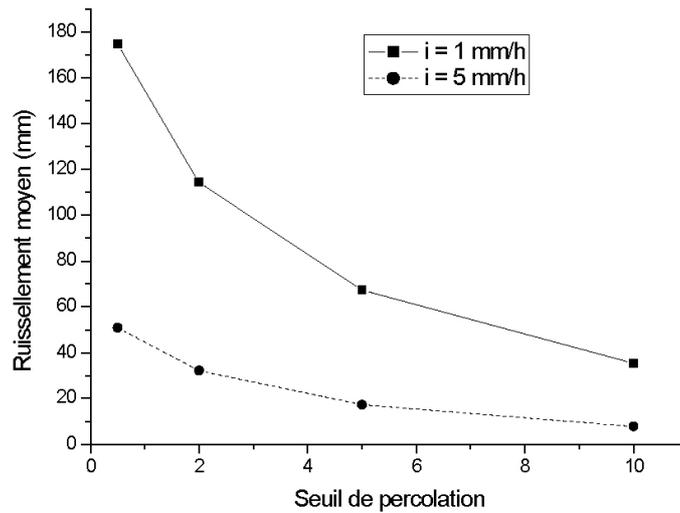


Figure 5.12. Ruissellement moyen en fonction du seuil de percolation, pour deux valeurs d'infiltration.

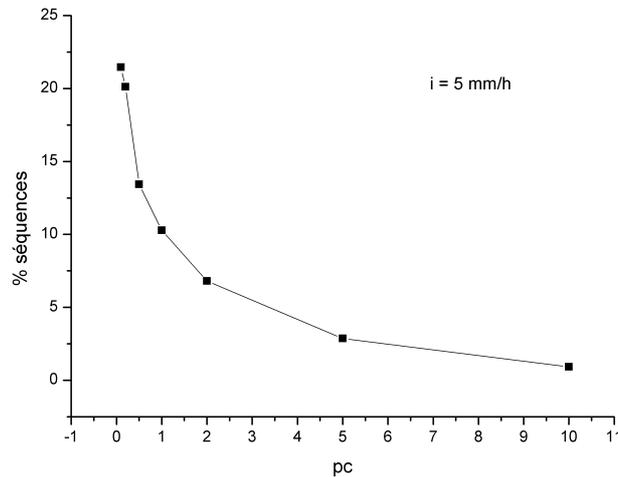


Figure 5.13. Pourcentages des séquences pluviométriques pluvieuses dépassant le seuil de percolation pour une vitesse d'infiltration de 5 mm/h.

Pour des seuils très forts, l'essentiel des pluies ne peuvent dépasser le seuil de ruissellement. Par exemple, une capacité de stockage équivalente à 5 mm ne permet qu'à 2,5% des séquences pluvieuses de ruisseler pour une infiltration de 5 mm/h.. D'après les expériences de Darboux et al. (op. cit.), cette situation implique que la quasi-totalité des séquences vont se limiter à du flaquage, et donc à des distances de transfert inférieures à la taille du système.

Pour des seuils très faibles, la distribution des pluies est marquée par une forte proportion de pluies efficaces tout le long de l'année dès que celles-ci dépassent la vitesse de l'infiltration. Cette proportion reste à relativiser par rapport à l'ensemble des événements (80 % des événements sont inférieurs à 10 mm/h), mais elle représente 50% des événements supérieurs à 5 mm/h. Pour des seuils compris entre 0 et 1, la proportion de séquences qui vont dépasser le seuil de percolation varie entre 10

et 20% des séquences pluvieuses. Une diminution du seuil de percolation augmente la fréquence des événements advectifs.

5.2. Processus de l'érosion sur les versants

Sur les versants naturels dont la morphologie est contrôlée par les processus d'érosion hydrique, la variation de la topographie est décrite par une loi qui relie le flux sédimentaire q_s aux paramètres topographiques (pente, aire drainée). Lorsque l'érosion est dominée par des processus diffusifs (du splash au ruissellement en nappe, ou « sheet flow »), le flux sédimentaire est linéairement relié à la topographie locale selon un coefficient de diffusion (Culling, 1960 ; Kirkby, 1971 ; Allen, 1997 ; Fox et Bryan, 1999). Les sédiments sont alors redistribués selon de courtes distances de transfert. La plus grande pente va déterminer le flux sédimentaire en tout point de la topographie. Cette "diffusion" ne génère de l'érosion que sur les points de la parcelle où il existe un gradient de pente (ce qui entraîne un déséquilibre entre érosion et dépôt). De plus, ce mécanisme est particulièrement efficace pour les courtes longueurs d'onde de la topographie, avec une efficacité (classiquement prise comme l'inverse du temps caractéristique) qui varie comme l'inverse du carré de la longueur d'onde. Dans le cas des parcelles, les principales variations se font sur une longueur d'onde d'1 m entre le rang et l'inter-rang. Le principal rôle d'une érosion diffuse sera donc de combler l'érosion de l'inter-rang.

Le passage à un modèle plus advectif tient compte de l'apparition des formes dites concentrées du ruissellement qui vont inciser la topographie de versant : ce sont classiquement les rigoles et les ravines. Ces formes chenalisées du ruissellement apparaissent au-delà d'une pente et d'une aire drainée critique, et permettent de transporter les sédiments sur de plus grandes distances (Kirkby, 1971 ; Vandaele et al., 1996 ; Poesen et al., 2003 ; Vandekerckhove et al., 2006). Pour un substrat donné, l'augmentation du flux d'eau, relié à l'aire drainée, ou le dépassement d'une pente critique, induit une augmentation de la capacité du flux d'eau à arracher et transporter les sédiments, et conduit donc à l'initiation d'une incision (Govers, 1985 ; Bryan, 2000).

Sur les versants, la chenalisation du ruissellement, qui correspond classiquement à la transition interrill/rill, est reliée à la concentration du flux hydrique impliquant une incision localisée de la topographie. La transition entre un écoulement diffus à un écoulement localisé est de la même manière marquée à l'échelle des bassins versants par le passage versant/rivière. La capacité de transport est alors reliée au flux d'eau, à la pente locale et à un coefficient d'érodabilité selon une loi de puissance (Howard and Kerby, 1983 ; Lague, 2001). L'érosivité d'un écoulement chenalisé est décrit par des paramètres hydrauliques qui permettent de calculer la variation de charge sédimentaire dans un écoulement (Govers, 1985 ; Bryan, 2000 ; Morgan, 2005). Les paramètres généralement employés

sont la contrainte de cisaillement (« shear stress ») et la puissance unitaire fournie par l'écoulement (« unit stream power »). Ils sont directement reliés au flux d'eau, à sa vitesse et à la pente de la surface. La charge sédimentaire en tout point du chenal est alors déterminée par le rapport entre la quantité de sédiments arrachés et la quantité qui se redépose.

Les lois qui permettent de décrire l'érosion en condition de versant naturel ne s'appliquent pas nécessairement en contexte de versants agricoles, et surtout lorsque les événements érosifs sont considérés à petite échelle de temps et d'espace, c'est-à-dire pour une pluie qui tombe sur une parcelle, ou sur un bassin versant. En effet, la microtopographie, ou *la rugosité de surface*, induite par le travail du sol va profondément modifier les conditions d'apparition du ruissellement. Cette rugosité va par exemple permettre le stockage de l'eau dans les dépressions (Onstad, 1984 ; Darboux, 2001 ; Kirkby, 2001) pendant les pluies, et les écoulements ne se font pas exclusivement selon la plus grande pente, mais également selon les motifs agricoles (Souchère et al., 1998 ; Takken et al., 2001), c'est-à-dire les sillons de labours par exemple. En outre, la réponse du ruissellement au cours des événements pluvieux est très variable car fortement dépendante des états de surface des sols et de l'intensité des pluies (Govers, 1987). Les modèles du ruissellement et de l'érosion des sols ne rendent pas compte de l'évolution de la topographie et du transfert des sédiments à l'intérieur des surfaces, mais s'intéressent surtout à l'interaction entre une pluie et la capacité d'un sol à absorber ou non cette pluie, et à la production sédimentaire induite par les processus rill/interrill. La modélisation de cette interaction nécessite généralement une base de données robuste pour pouvoir paramétrer et calibrer les modèles à la réalité (e.g. Chahinian et al., 2005), d'autant plus que les modèles de l'érosion des sols ont le plus souvent une échelle temporelle d'application focalisée sur l'événementiel, et sur les événements significativement érosifs.

Sous des climats où les événements pluvieux ont des variabilités importantes en termes de durée et d'intensité, le déplacement des sédiments au cours du temps et dans l'espace demeure d'autant plus difficile à mesurer que le temps d'observation est long. L'expérimentation analogique et numérique du ruissellement sur des petites surfaces (inférieures à la taille d'une parcelle) montre qu'un réseau de ruissellement n'est pas continu et demeure en constante évolution, soumis aux effets rétroactifs des processus sédimentaires. Ceci est conceptualisé dans l'idée que l'érosion crée sa propre surface (Favis-Mortlock et al., 2000; Rejman and Brodowski, 2005). Par exemple, la rugosité ne peut pas être considérée comme fixe au cours du temps (Torri et al., 1999 ; Favis-Mortlock, 1998; Gomez and Nearing, 2005 ; Rejman and Brodowski, 2005). Enfin, l'aire drainée n'est jamais équivalente à la taille d'un système, en raison du degré de connexion des aires saturées au cours d'un événement pluvieux (Horton, 1933 ; Darboux, 2002a).

Les lois qui permettent de décrire la redistribution des sédiments sur les versants vont donc être très sensibles à la capacité d'un réseau à s'organiser sur une surface agricole. Cette organisation

est reliée à la capacité d'une surface à concentrer le flux d'eau, ce flux d'eau conditionnant tous les processus d'incision, de transport, et de dépôt des sédiments.

Les processus de l'érosion dans les parcelles viticoles

La distinction de deux processus du ruissellement peut expliquer la présence de deux lois d'érosion qui ont permis de décrire l'évolution de la topographie des sols viticoles en fonction des paramètres topographiques.

- L'analyse de l'érosion à partir des mesures faites sur faibles pentes a montré que la pente locale est le paramètre de premier ordre qui explique les variations de topographie sur plusieurs décennies. L'érosion locale est alors indépendante des conditions amont. Si une relation existe entre le ruissellement et l'érosion, cette dynamique de l'érosion peut être expliquée par des processus de ruissellement où les distances de transfert sont toujours très inférieures à la taille du système. Sur de telles pentes, le seuil de percolation est élevé donc rarement dépassé. L'essentiel de l'érosion se fait selon un processus diffusif, et les particules se déplacent sur de courtes distances.

L'analyse des cartes résiduelles sur les parcelles de Monthélie a montré la présence de motifs linéaires correspondant à une incision non-expliquée par la pente. Ces phénomènes pourraient traduire l'existence de rigoles éphémères qui apparaissent localement en fonction d'une hétérogénéité naturelle des sols. Localement, cette hétérogénéité peut correspondre à une diminution de i , et/ou de la rugosité par une granulométrie différente des sols.

- Sur les parcelles à fortes pentes, l'érosion se fait selon un processus cumulatif. La loi d'érosion qui décrit la modification de la topographie sur plusieurs décennies montre qu'il existe une dépendance à la distance à l'amont. L'analyse des pluies en fonction d'un seuil de percolation faible montre que le ruissellement advectif est d'une part rapidement initié lorsque le seuil est faible, et d'autres parts que la probabilité de dépassement du seuil est très élevée tout au long de l'année. Cela signifie que les parcelles sur fortes pentes présentent un seuil de percolation très faible, et le ruissellement se fait fréquemment selon un processus advectif. Sur le terrain, cette dynamique a pu être observée pour des événements pluvieux intenses (cf. **Article 1** et **Article 2**). Pour l'orage de Vosne-Romanée, la distance de transfert n'était limitée que par la présence d'une plate forme qui a provoqué le dépôt des sédiments. Une fois le sédiment détaché, il est transporté et ne se redépose plus dans l'interrang.

A Monthélie, le seul exemple de terrain a montré que les sédiments se redéposent sporadiquement dans les interrangs. Cependant, la granulométrie des ces petits dépôts demeure très grossière (>2cm), la fraction la plus fine étant transporté vers l'exutoire.

L'analyse des séquences pluviométriques a mis ici en évidence que le seuil de percolation va déterminer le débit moyen et la proportion de pluies efficaces. Ce seuil de percolation est représentatif

du rapport entre la rugosité d'un sol et la pente du système. Un des résultats les plus importants obtenus par les simulations numériques (Darboux et al., 2002a) a montré que des variations significatives de ce rapport affectent la dynamique du ruissellement : le ruissellement est immédiatement advectif lorsque le rapport rugosité/pente devient très faible. Les valeurs de ce rapport constituent le point fondamental de toute l'analyse et de l'interprétation faite à cette analyse.

Le modèle empirique de Onstad (1984) montre que la capacité de stockage varie plus vite avec la rugosité qu'avec la pente. Ce type de modèle implique une relation quasi linéaire entre le seuil et la pente, tandis que les ordres de grandeur des seuils sont surtout fonction de la rugosité. A l'inverse, un modèle non-linéaire (e.g. Kirkby, 2001), la capacité de stockage décroît exponentiellement avec la pente. Le modèle de calcul de la capacité de stockage va donc donner de l'importance, soit à la rugosité (modèle linéaire), soit à la pente (modèle non-linéaire). En d'autres termes, la relation entre capacité de stockage et la pente va plus ou moins accorder de l'importance aux effets des labours et des pluies sur la rugosité.

Deux hypothèses peuvent être alors avancées.

1. Si la capacité de stockage est linéairement reliée à la pente, la variation de la rugosité au cours du temps ne peut être négligée pour justifier deux mécanismes de l'érosion. Il a été supposé dans notre étude que la valeur de la rugosité était constante, ce qui est en réalité totalement impossible. Les labours et les passages des engins agricoles, et les effets de pluies vont en permanence modifier cette rugosité au cours de l'année. Aucune mesure de terrain ne permet de fournir une image type de l'évolution de la rugosité dans les rangs de vigne. Dans la littérature, les études qui testent l'influence de la rugosité et la pente sur le déclenchement au cours de plusieurs pluies successives alimentent un débat où les résultats sont parfois contradictoires. Ce phénomène complexe montre cependant que la rugosité a un impact très important sur le ruissellement au moins pour la première pluie (e.g. Darboux and Huang, 2005 ; Gomez and Nearing, 2005). La quantification même de la capacité de stockage est une mesure complexe (Kamphorst et al., 2000 ; Govers et al., 2000). Cependant, dans un tel scénario, tous les études s'accordent pour montrer que la rugosité retarde l'apparition du ruissellement jusqu'à ce qu'un réseau de ruissellement apparaisse. Au-delà de ce seuil, les effets de la rugosité initiale et instantanée sur le coefficient de ruissellement et sur le flux particulaire deviennent plus complexes (e.g. Darboux et al., 2006 ; Rejman and Brodowski, 2005).

Un modèle linéaire implique donc nécessairement que la rugosité va diminuer avec la pente des parcelles, et ce pour pouvoir justifier la présence de deux processus. Si tel est le cas, cela signifie que l'abaissement du seuil de percolation sur les parcelles à fortes pentes est relié à une diminution de la rugosité entre deux périodes de griffages. L'abaissement de ce seuil va donc créer une augmentation de la corrélation topographique.

Une des raisons possibles qui justifierait la pertinence d'un tel modèle est la fréquence de passages des engins agricoles, qui peut différer selon les pentes des parcelles. Il a été ainsi constaté

que certains viticulteurs ne passent pas dans les parcelles de forte pente lorsque les sols très humides, en raison de la dangerosité de la manœuvre (les enjambeurs glissent et peuvent basculer). Ces manœuvres sont sans risques sur faibles pentes. Parallèlement, certains viticulteurs griffent moins souvent les sols sur fortes pentes, en évoquant le risque d'ameublir les sols et donc de les rendre moins cohésifs, notamment pendant les périodes d'orages. Ce fait a été observé sur tous les versants étudiés. Cette diminution de la fréquence de passages des enjambeurs dans les interrangs de vigne pourrait expliquer pourquoi la rugosité est globalement plus faible sur les fortes pentes. Cette hypothèse nécessiterait d'être validée par une étude quantitative, qui mesurerait d'une part la variabilité temporelle de la rugosité aléatoire et orientée, et d'autres parts la durée de vie moyenne des marqueurs de l'érosion sur des parcelles à fortes pentes.

2. Un modèle non-linéaire suppose que les effets sur p_c de l'impact anthropique (griffage) et des pluies sur la rugosité sont secondaires. Dans ce cas-là, la décroissance exponentielle de la corrélation topographique liée à une augmentation de la pente explique la présence de deux mécanismes à l'intérieur du bassin versant étudié.

Le choix d'un modèle de la capacité de stockage s'avère donc déterminant pour expliquer la présence de deux dynamiques de l'érosion. Peu d'éléments de terrain permettent de trancher entre les deux scénarii évoqués. Il serait intéressant d'observer l'évolution de la rugosité au cours d'une année sur le bassin versant étudié pour tenter d'apporter des éléments de compréhension supplémentaires sur la dynamique d'érosion à moyen terme.

5.3. Conclusions.

La dynamique de ruissellement sur des surfaces rugueuses a été étudiée via le calcul du coefficient de ruissellement en tout point d'un système selon différentes valeurs de capacité de stockage. Cette méthode n'a pas de valeur prédictive parce que les valeurs de perméabilité et de rugosité, et leur variabilité spatio-temporelle ne sont pas connues. En revanche, l'introduction d'un seuil de percolation pour estimer la quantité d'eau qui va potentiellement s'écouler permet de distinguer deux mécanismes distincts du ruissellement. Cette méthode ne rend pas compte du mode de propagation du ruissellement à l'intérieur d'une surface.

L'analyse des séquences pluviométriques dans un cadre théorique simplifié a consisté à considérer différents seuils qui vont d'une part contrôler la lame d'eau en excès (infiltration), et d'autre part la quantité d'eau qui va s'écouler sur une surface rugueuse (capacité de stockage). Les études expérimentales montrent que le déclenchement du ruissellement sur des surfaces rugueuses correspond au dépassement d'un seuil de percolation. Ce seuil intègre les effets de l'infiltration et de la rugosité aléatoire.

La dynamique du ruissellement est reliée à la capacité des pluies à dépasser ou non ce seuil, et la relation avec la présence d'une pente critique a pu être expliquée selon deux modèles de prédiction de la capacité de stockage en fonction de la pente. Des investigations supplémentaires sont toutefois nécessaires pour tenter d'expliquer la présence de ce seuil, qui semble dans le cas des modèles linéaires surtout expliqué par des conditions de rugosité différentes selon les saisons et selon les pratiques culturales, et dans le cas de modèles non-linéaires, surtout expliqué par des variations importantes de la capacité de stockage en relation avec la pente des parcelles.

Cette analyse montre enfin que l'érosion des rangs de vigne semble contrôlée par l'équilibre entre deux processus majeurs de l'érosion. Les pentes faibles sont fréquemment érodées selon des processus de l'érosion où les distances de transfert sont inférieures à la taille du système. Inversement, les processus advectifs sont plus fréquents sur pentes fortes. Ces hypothèses constituent une base de réflexion pour les travaux futurs par la modélisation numérique.

Chapitre 6

Dynamique des paysages viticoles : Approche à une échelle pluri-centennale

Introduction.

Dans les chapitres précédents, la quantification de l'érosion et l'établissement de bilans sédimentaires à l'échelle des parcelles ont permis de distinguer l'influence de deux paramètres fondamentaux sur leur dynamique sédimentaire, dont la compétition va déterminer les vitesses d'ablation des matériaux de versant :

1. Les processus de l'érosion engendrent des vitesses de l'érosion très intenses, de l'ordre de 1 à plusieurs millimètres par an. Ce transfert de matière se traduit par une évacuation des sédiments hors des parcelles ; seule une petite fraction de ces sédiments est stockée en aval des parcelles. De fait, *les bilans de matière sont toujours négatifs à l'échelle de plusieurs décennies*. Cette observation est valable au moins pour les trois domaines de versants étudiés.

2. En réponse à l'intensité de ces processus, les processus anthropiques limitent l'ablation des sols par adaptation des pratiques culturales (e.g. le mulching), ou la compensent de manière très localisée par les remontées de terre, et par les aménagements des contours de parcelles. La comparaison de la dynamique des trois versants a montré que la variabilité des pratiques culturales et la spécificité culturelle propre à chaque versant peuvent considérablement modifier les bilans de matière.

A l'échelle de la durée de vie d'une parcelle, l'équilibre entre ces deux processus détermine la vitesse d'ablation de la topographie des versants. Cette topographie s'érode de l'ordre de quelques centimètres entre deux phases de plantation des ceps par action du ruissellement, tandis que les pratiques culturales peuvent rétablir toujours localement une topographie par remontée de terre. La première conséquence de cette cyclicité est la disparition des marqueurs pédogénétiques sur les versants, et la structuration anthropique des horizons superficiels (tassement des sols, labours, modification de la nature des sols, murs). Les conséquences de la répétition de cette cyclicité dans le temps constituent l'objet d'étude de cette dernière partie.

Si la modification de la topographie des parcelles enregistre les effets des processus naturels et anthropiques à l'échelle de quelques décennies, comment les versants enregistrent-ils ces mêmes effets à l'échelle de plusieurs siècles, voire depuis 1000 ans sur les versants de la Côte ? Cette – ambitieuse – question s'apparente aux problématiques énoncées dans l'introduction de ce manuscrit. La mise en culture des versants s'accompagne d'une modification des flux sédimentaires qui transitent à l'intérieur d'un bassin versant ; la recherche des indices de l'anthropisation est effectuée par la quantification de ces variations au cours du temps (cf. Introduction). Elle est réalisée dans les domaines « source » (i.e. les versants), les domaines de transfert (i.e. les rivières), ou bien dans les domaines de bassins (i.e. les lacs). Ces méthodes « traditionnelles » s'appliquent très bien dès lors que

les archives sédimentaires sont effectivement préservées, et d'autant mieux que le passage d'un état non anthropisé à un état anthropisé est rapide dans le temps.

Cependant, plusieurs éléments rendent complexes la recherche et la lecture de ces archives sédimentaires sur la Côte, indices qui pourraient témoigner d'une « morphogenèse accélérée » (Larue, 2001 ; 2002), compte tenu des vitesses d'érosion évoquées pour la période contemporaine. Sur les versants viticoles étudiés, la distribution actuelle des sols résulte de trois processus : le développement des formations superficielles au cours du Pléistocène, leur altération par la pédogenèse et la morphogenèse au cours de l'Holocène, et leur remaniement anthropique pendant les périodes historiques. Si la granulométrie actuelle des versants résulte d'une dynamique pléistocène (sols plus caillouteux sur versant, sols plus limono-argileux en pied de versant), cette distribution est aussi compatible avec une dynamique d'érosion qui lessive les sols sur pentes et entraîne les particules fines en pied de versant. Aussi, la constitution d'une toposéquence sur versant ne peut aucunement refléter une dynamique purement sédimentaire (e.g. Ritchie et al., 2005) ni anthropique (e.g. Lang and Hönscheidt, 1999) si le substratum initial n'est pas homogène.

La mesure des flux à l'échelle des versants ne peut d'autre part être envisagée à partir de la simple mesure des formes extrêmes de l'érosion des sols, car ces formes ont une durée de vie généralement très éphémère. Les coulées de boues dans les villages viticoles ou dans les bassins de décantation et les ravines qui apparaissent lors des événements pluvieux extrêmes sont généralement effacées très rapidement : inversement, quantifier les volumes de terre qui sont remontés sur les versants après les orages demeure une tâche difficile en raison de l'imprécision mais également du tabou actuel qu'il existe sur cette pratique.

Dans cette partie, la dynamique sédimentaire des versants viticoles à une échelle de temps pluriséculaires est illustrée grâce à deux sondages réalisés en pied de versant de Vosne et de Monthélie, et qui permettent d'estimer, à défaut de quantifier, la variation et l'évolution de la topographie des versants. Ce type d'approche a déjà été effectué dans de nombreux autres contextes géomorphologiques et anthropiques (e.g. Baffet, 1984 ; Fourmont, 2001 ; Follain, 2005 ; Salvador-Blanes et al., 2005), où la présence d'obstacles perpendiculaires à la pente des versants (murs, haies) provoque un épaissement des sols par sédimentation. L'ouverture de fosses sur des surfaces en vigne n'est cependant pas une opération simple : les exemples ici présentés ont profité dans le cas de Monthélie de la présence d'un bassin de décantation en bas de versant, et à Vosne d'une période d'arrachage de la vigne.

6.1. Sondages à Vosne-Romanée

6.1.1. Contexte général.

La parcelle où a été effectué le sondage se situe en bordure du village de Vosne-Romanée, au pied du versant de Vosne (Figure 6.1), dans l'Appellation « La Tâche ». Cette parcelle ($4^{\circ}57'4''E$; $47^{\circ}9'33''N$), orientée selon une direction Est-Ouest, s'étend sur 200 mètres de longueur, et sur une vingtaine de mètres de largeur, pour une dénivelée de 10 mètres. Les pentes varient de 2 à 5°. Les rangs étaient orientés avant l'arrachage selon la plus grande pente. Un chemin longe le bord supérieur de la parcelle, tandis que la limite supérieure est bordée par une route.

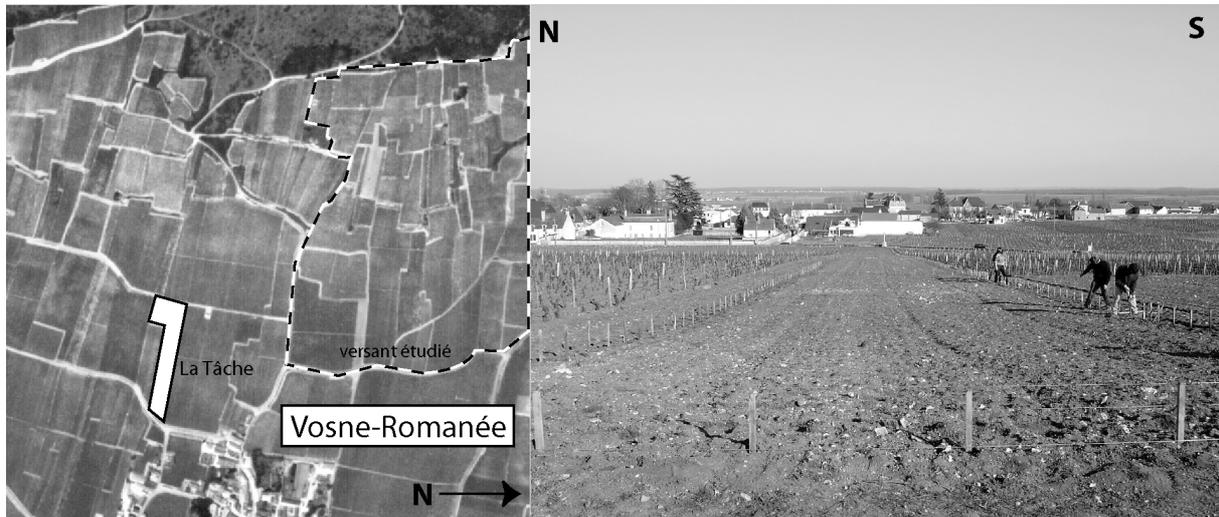


Figure 6.1. Localisation de la parcelle de La Tâche à Vosne-Romanée. Gauche : localisation de la parcelle (en blanc) sur la photo aérienne ; Droite : vue vers l'Est de la parcelle en 2005 au moment de la nouvelle plantation.

A l'intérieur de cette parcelle, trois fosses ont été ouvertes à la pelle mécanique, durant l'été 2004, par le domaine de la Romanée-Conti, propriétaire de la parcelle. Ces fosses correspondent à des tranchées, notées T1 à T3, depuis l'aval vers l'amont de la parcelle (Figure 6.2). Le profil T1 est distant d'une quinzaine de mètres du mur en aval, 90 mètres séparent T2 de T1, et 70 mètres T3 de T2. La profondeur de ces profils est fonction de la profondeur d'affleurement du substrat géologique, soit 1.5 mètre pour le profil T1, et de 50 cm pour les profils T2 et T3. Les tranchées sont en forme de « L ». L'étude des profils de sols à l'intérieur de ces trois tranchées permet d'observer l'évolution du substrat de cette parcelle le long d'un profil aval-amont, et donc permet de proposer une toposéquence.

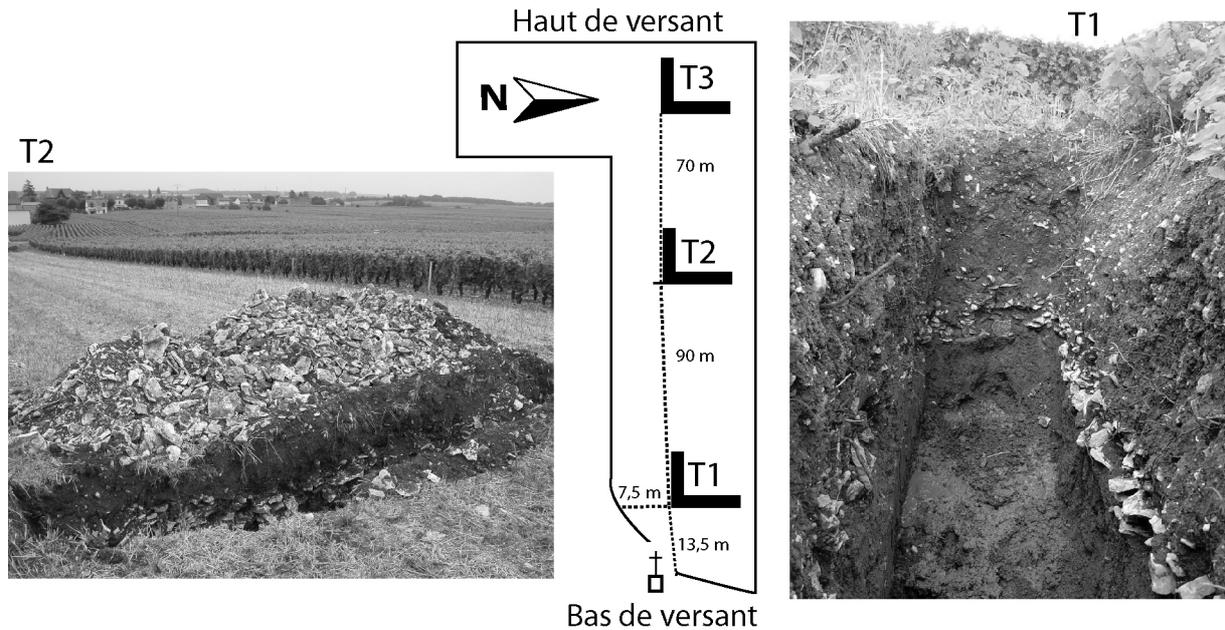


Figure 6.2. Localisation des différents sondages et photographies des faces Nord de T1 et Est de T2.

6.1.2. Description des sondages

Tranchée T1.

L'observation des profils de sol du premier sondage localisé dans la partie le plus en aval de la parcelle est présentée sur la Figure 6.3. Cette coupe présente les faces Nord, Est et Sud de la tranchée sous forme 3D. La face Nord est large d'un mètre, la face Est de 4 m., et la face Sud de 3.50 m. La profondeur de tranchée est de 1.5 m.

A la base du profil, la formation des Marnes à *Ostrea acuminata* affleure de manière continue sur le fond de la tranchée. Cette formation est tronquée par un niveau à cailloutis épais de quelques centimètres au maximum. Au dessus de cette discontinuité, une couche homogène de 0.5 à 1 m d'épaisseur est constituée d'argiles limoneuses brun-rouges, compactes, à structure polyédrique. Cette couche présente des structures caractéristiques de phénomènes de gonflement-dessiccation, probablement liés à la présence des marnes en dessous. Cette unité est dépourvue d'éléments lithiques, et seuls quelques charbons ont été trouvés dans la partie supérieure de la couche.

Le sommet de couche est recouvert par un niveau de cailloux, épais de 25 cm au maximum sur la partie Nord de la tranchée, tandis que ce niveau se biseaute vers le Sud jusqu'à disparaître totalement. Il repose en discontinuité sur les argiles. Les éléments qui composent ce cailloutis sont jointifs, pris dans une matrice argilo-limoneuse brune. La texture est composée de 80% de cailloux, de 5% de sables et de graviers, et de 15% d'argiles et de limons. Les éléments les plus grossiers sont constitués de clastes de Comblanchien et de Calcaires à Chailles.

En position sommitale de la coupe, une couche de 1 m d'épaisseur est constituée de limons graveleux, de couleur brune. La base est un peu plus argileuse. Cette couche est organique, et inclut de

nombreuses racines en état de décomposition. Cette couche n'est pas structurée. Les éléments sont constitués de lithoclastes centimétriques, de minerais de Fer usés, millimétriques, ainsi que des éléments d'origine anthropique en abondance. Parmi ceux-ci, de nombreux fragments de céramique contemporaine, du verre et de nombreux fragments plastiques.

A l'angle Sud-est de la coupe, une structure en fosse recoupe la formation basale des argiles. Le remplissage de cette structure, est constitué d'une lithologie très proche des argiles basales. Il est en revanche très riche en charbons et comporte des pierres brûlées ainsi que du mobilier en abondance. Ce mobilier est constitué par de nombreux fragments de céramiques et des fragments de fer oxydé. Cette structure est interprétée comme un foyer en fosse.

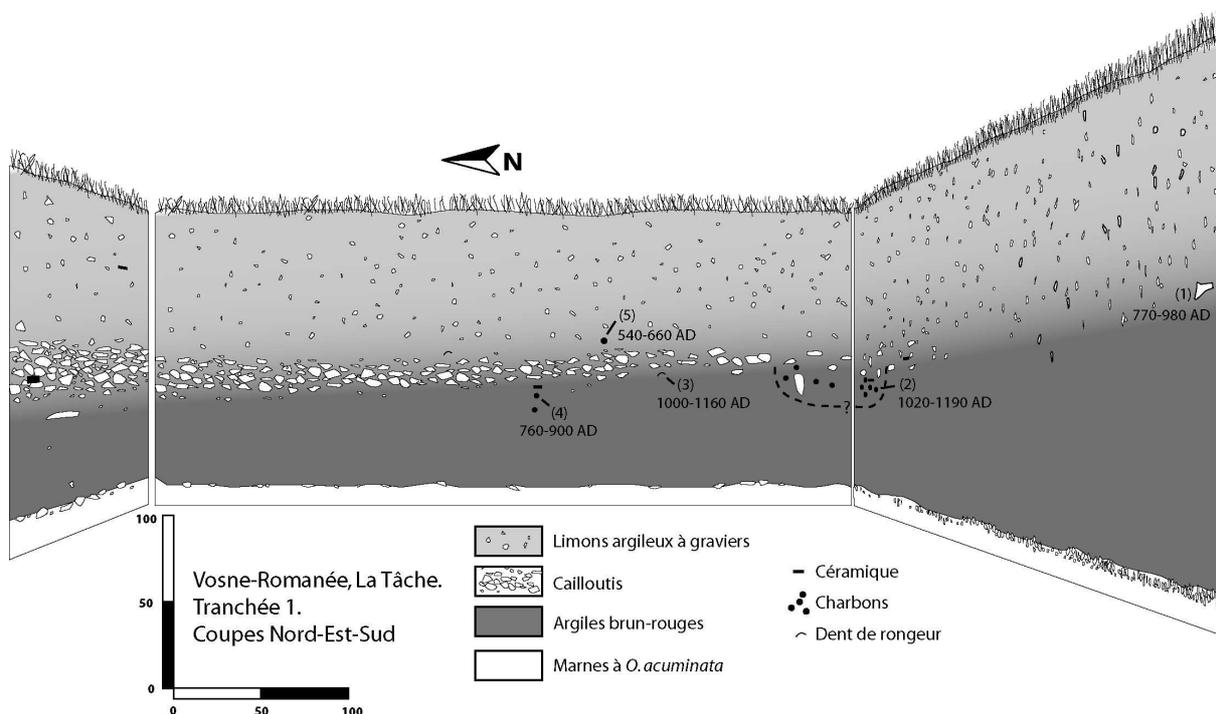


Figure 6.3. Coupe Nord-Est-Sud de la Tranchée 1, La Tâche, Vosne-Romanée.

Plusieurs échantillons organiques, noté de 1 à 5, ont été prélevés afin d'effectuer des datations. Les datations (par ^{14}C au laboratoire de Poznan, Pologne) sont présentées dans le Tableau 6-1. Il s'agit de micro et macro-charbons (2, 4 et 5), relativement abondants sur la coupe, ainsi que d'une dent de rongeur (3) et d'un os de bovidé (1). Tous les échantillons se répartissent de part et d'autres du niveau caillouteux, à quelques centimètres de ses limites inférieures et supérieures. Les dates fournies sont comprises dans une fourchette de temps de 5 siècles environ. Les échantillons situés sous le niveau de pierres sont datés du 11 au 12^{ème} siècle (2 et 3), et des 8-9^{ème} siècles (4), tandis que les échantillons supérieurs sont datés entre le 6^{ème} et le 10^{ème} siècle A.D. (1 et 5). Ces dates montrent que ce niveau d'empierrement a été mis en place entre 760 et 1190 A.D. ; les échantillons 1 et 5 peuvent provenir d'un remaniement postérieur, et les dates des échantillons 1 et 3 sont à considérer avec précaution compte tenu d'un possible vieillissement des âges par assimilation de carbone minéral.

<i>Echantillon</i>	<i>Unité</i>	<i>Nature</i>	<i>Datation (cal.) 95%</i>
VR1	Base limons bruns	Os	770-980 A.D.
VR2	« foyer »	Macrocharbon	1020-1190 A.D.
VR3	Transition Argiles-Pierres	Dent	1000-1160 A.D.
VR4	Argiles rouges de fond	Microcharbons	760-900 A.D.
VR5	Limons bruns	Microcharbon	540-660 A.D.

Tableau 6-1. Nature des échantillons prélevés pour la datation, et âges calibrés par le ^{14}C à une probabilité de 95%.

Tranchée 2.

Le profil T2 est localisé à mi-longueur de la parcelle. Sa profondeur atteint au maximum 50 cm, le sondage s'étant arrêté sur une formation de cailloutis, dépourvue de matrice (Figure 6.2). Cette formation est surmontée d'une couche de limons bruns à graviers, semblable à la formation supérieure décrite en T1. Le cailloutis épais de plusieurs décimètres est constitué de blocs de calcaires de Prémieux situés en dessous. Plusieurs hypothèses peuvent expliquer l'origine de cette unité. Elle est soit d'origine climatique, avec un niveau d'altération physico-chimique (*e.g.* des cellules de cryoturbation), soit d'origine anthropique par une dégradation mécanique liée aux labours, étant donné la faible épaisseur de colluvions à cet endroit de la parcelle. Cette unité pourrait également correspondre à un niveau d'empierrement. Les mauvaises conditions de lecture de cette coupe n'ont pas permis de privilégier une hypothèse par rapport à une autre ; cette coupe révèle en revanche la très faible épaisseur de sol en position intermédiaire de la parcelle. Cette situation est à contraster avec le profil établi en T1. Aucun mobilier ni éléments de datations n'ont été trouvés.

Tranchée 3.

Le profil réalisé dans la tranchée T3 est localisé dans la partie le plus en amont de la parcelle. Comme dans la tranchée T2, le substrat des calcaires de Prémieux affleure à une cinquantaine de centimètres sous la surface du sol. Il est surmonté par une couche de limons identiques aux unités décrites en T1 et T2. Le contact entre ces deux formations fait apparaître un niveau d'altération sur une épaisseur qui atteint au maximum 30 centimètres. Cette surface discontinue est matérialisée par une couche de limons sableux jaunâtres, et affleure en lentilles intercalées entre des blocs décimétriques de calcaires de Prémieux. Le contact est très diffus. En comparaison avec le profil réalisé en T2, ce profil montre une faible épaisseur de sol qui recouvre directement le substrat calcaire. Aucun mobilier ni éléments de datations n'ont été trouvés.

6.1.3. Interprétation de la toposéquence.

La position du substratum géologique dans les différents sondages montre que la séquence s'est développée sur une surface d'érosion. Cette surface d'érosion est restituée sur la Figure 6.4. Les marnes à *Ostrea* affleurent en T1, tandis que les calcaires de Prêmeaux affleurent en T2 et T3. Cette surface d'érosion développée sur le substrat géologique est surmontée dans les trois sondages par un niveau d'altération alimentée par le substrat (cailloutis sur calcaires, limons et argiles sur marnes) et peut être par des apports de versants.

Les indices de l'anthropisation sont représentés par des niveaux d'empierrement (T1, T2 ?) et par un foyer (T1). Ce stade anthropique de l'évolution du paysage est marqué la présence d'empierrements (remblais, chemins, murs ?) et un foyer. Ce foyer cependant n'indique pas s'il s'agit d'une activité agricole, domestique ou artisanale. Ce stade est daté entre le 9 et le 12^{ème} siècle. Dans la partie sommitale de chacune des trois séquences, un sol moderne constitué de limons bruns à graviers se développe, et son épaisseur augmente vers l'aval.

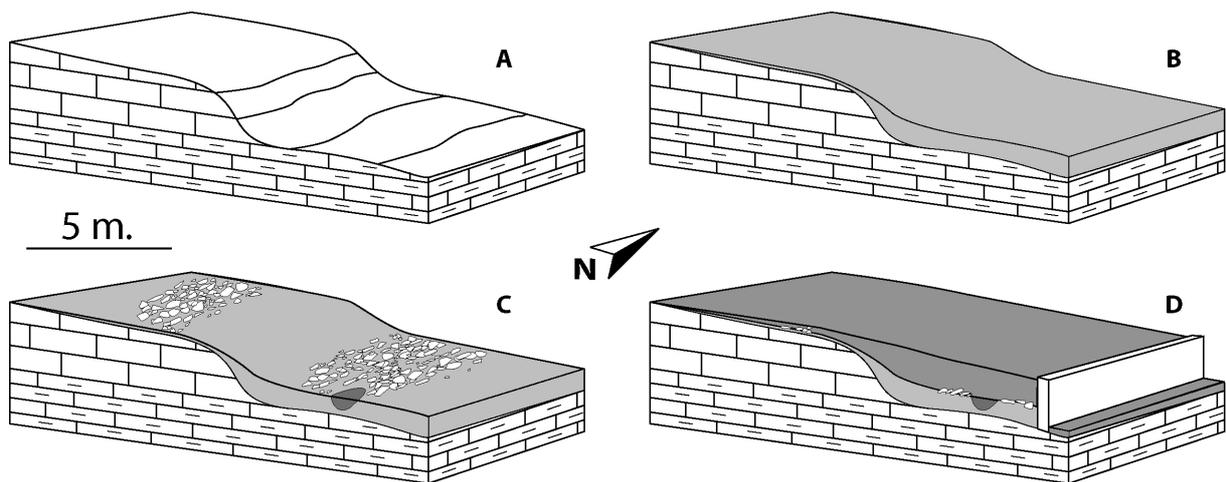


Figure 6.4. Reconstitution schématique de l'évolution toposéquentielle de la parcelle de la Tâche, à Vosne-Romanée. A : paléo-surface d'érosion sur le substrat géologique constitué des calcaires de Prêmeaux et des marnes à *Ostrea acuminata*. B : développement d'un niveau d'altération limono-argileux. C : anthropisation du milieu par empierrement et foyers vers les 9-12^{ème} siècles. D : situation actuelle avec présence d'un mur et nivellement de la parcelle par épaissement du sol agricole en aval.

Les sondages réalisés dans cette parcelle mettent en évidence deux phénomènes.

Tout d'abord, à l'intérieur d'une même parcelle, les trois sondages révèlent la forte variabilité lithologique du substratum. Cette variabilité est ici expliquée par la présence d'une paléo-surface d'érosion qui présente un fort relief entre l'amont et l'aval de la parcelle. Le second élément apporté par ces sondages est représenté par les effets de l'anthropisation sur le modelé des versants. Les premiers indices de l'anthropisation sur cette parcelle résultent probablement d'un aménagement du versant, soit pour y circuler, soit pour l'exploiter. Cette phase est contemporaine des premières implantations cisterciennes sur la Côte. Les raisons et les conséquences de ces aménagements sont difficiles à expliquer dans le cas des sondages présentés ici. Cependant, ils correspondent à une

emprise de l'homme sur un paysage soit pour le stabiliser en vue de l'exploiter, ou bien parce que cet espace est à proximité d'une zone d'activité anthropique. La deuxième phase d'anthropisation est représentée d'abord par l'érection d'un mur, dont la date n'est pas connue. Simultanément ou successivement, cette phase s'accompagne depuis 1000 ans au maximum du remplissage de l'espace créé en amont du mur par des apports des versants, et/ou par des apports de matériaux pour créer une surface agricole. Ce niveau correspond actuellement à une unité très homogène, ou ré-homogénéisée au cours du temps par les labours.

Les différents scénarii envisageables pour interpréter cette séquence – au demeurant très ponctuelle à l'échelle d'un versant – montrent tous cependant que la topographie et la toposéquence ont considérablement évolué depuis 1000 ans. Toujours à Vosne-Romanée, des aménagements réalisés aux Réas, à proximité de cette parcelle, dans les années 1990 pour effectuer des travaux de drainage ont exhumé du mobilier gallo-romain enfoui sous plusieurs mètres de sédiments argilo-limoneux (S.V. Vosne-Romanée, communication personnelle).

6.2. Sondages à Monthélie

6.2.1. Contexte général.

Les sondages réalisés à l'exutoire du bassin versant de Monthélie ont été réalisés au printemps 2004, à la pelle mécanique dans le bassin de décantation située à proximité du lavoir (Figure 6.5). Ce bassin de décantation a été créé dans les années 1980 suite à plusieurs inondations en bas du village. D'une capacité de 3000 m³, ce bassin draine à la fois le bassin versant de la Combe Danay ainsi que le bassin versant de la Goulotte, soit 110 ha pour 50 ha en vignes. Le bassin est connecté aux bassins versants par des drains ouverts et enterrés qui captent les eaux de ruissellement.

Comme à Vosne-Romanée, la route marque une rupture topographique de l'ordre de deux mètres entre les parcelles amont et aval de la route. En profitant de la présence du bassin creusé dans la zone amont de la route, cinq coupes ont été réalisées sur le flanc Nord du bassin pour étudier l'origine de cette discontinuité topographique. Ces coupes sont notées S1 à S4 d'Est en Ouest. Ce profil est noté A. Deux profils géophysiques ont été réalisés sur la parcelle qui longe le bassin, notés B et C, et sont parallèles au profil A.



Figure 6.5. Photographie des coupes réalisées sur le flanc Nord du bassin de décantation de la Combe Danay à Monthélie. La route située à droite de la photographie est à la même altitude que la parcelle amont, et surplombe l'aval de deux mètres.

6.2.2. Description des profils.

PROFIL A :

Sondage S1

Ce sondage est situé à l'extrême Est du bassin, à proximité des drains du bassin (Figure 6.6). Ce sondage a permis d'étudier une séquence de 3.5 m de hauteur. Ce sondage peut être décrit selon trois unités fondamentales.

Le premier mètre à la base de la séquence est constitué d'une couche de conglomérats de cailloux sub-arrondis, dont le diamètre ne dépasse pas 10 cm. La matrice est abondante, mais les éléments sont jointifs le plus souvent. Cette matrice est limono-argileuse, de couleur grise-jaune. On trouve dans cette unité des lentilles gravillonneuses plus meubles. On trouve également la présence d'un horizon de blanchiment. Cette unité représente le toit d'une formation dont la base n'a pas été atteinte, mais qui se retrouve sur chacun des sondages à leur base. Cette formation constitue donc un substrat homogène grossier.

Au dessus de ce substrat, on trouve une unité homogène épaisse d'une quarantaine de centimètres. Cette unité est à dominante argileuse, avec une petite proportion de limon. A sa base, il y a quelques graviers anguleux, mais le contact avec l'unité sous jacente est diffus (bioturbation ?). On trouve également à sa base des micro-charbons en abondance, usés, ainsi que quelques silex taillés, des fragments de céramiques protohistoriques et quelques cailloux brûlés. Cette unité sera appelée par la suite « argiles rouges », sa couleur est rougeâtre sombre.

Au dessus des argiles rouges, une unité argilo-limoneuse homogène affleure sur 2 mètres. Le contact avec l'unité sous jacente est diffus, mais il est identifiable par le changement de couleur entre ces deux unités. La base est homogène, avec quelques rares graviers. La partie médiane de cette unité est marquée par la présence de lits de galets non jointifs inclus dans la matrice argileuse. On trouve associés à ces lits des petits charbons roulés, des fragments de pierres brûlées et des tessons. Trois niveaux similaires ont été identifiés sur l'ensemble de cette unité. Quelques pépins de raisins en très bon état de conservation sont sporadiquement présents dans cette unité. La partie sommitale de cette unité est plus riche en limon, plus jaunâtre, et contient quelques gastéropodes, ainsi que des micro-charbons. La transition avec l'horizon humique est progressive sur les 15 derniers centimètres. On note la présence de lits de charbons associés à des pépins de raisins carbonisés sous la surface du sol.

Sondage S2

Le sondage S2 a une hauteur de 3 mètres. On y retrouve dans la partie inférieure le substrat identifié en S1 dont le toit affleure à 2.25 de profondeur, ce qui indique une remontée du substrat conglomératique. Au dessus du substrat, l'unité des argiles rouges est présente et épaisse d'une cinquantaine de centimètres, mais les graviers et les micro-charbons y sont moins abondants. Au dessus de cette unité, 1.5 mètre de sédiments argileux similaires à l'unité supérieure décrite en S1 est présente jusqu'au sommet de la coupe. La partie basale est enrichie en galets, sur une tranche de 50 cm. Dans sa partie sommitale, on retrouve un lit de charbons et de pépins. Ce profil présente donc une stratigraphie similaire à celle décrite en S1, où on constate toutefois une remontée du substratum.

Sondage S3

La coupe en S3 présente les mêmes unités qui ont pu être identifiées en S1 et S2. Le conglomérat de base affleure à 2 mètres sous la surface, indiquant une légère remontée du toit des

conglomérats comme cela est observé entre S1 et S2. L'unité des argiles rouges se retrouve sur une vingtaine de centimètres. L'unité des argiles supérieures est très homogène, dépourvue de galets. On y retrouve un lit de charbons et de pépins.

Sondage S3'

Ce sondage fait apparaître la même séquence décrite dans les 3 coupes précédentes. Le substrat conglomératique affleure à 1.2 mètre sous la surface. Au dessus, les argiles rouges sont épaisses d'une cinquantaine de centimètres. L'unité des argiles brunes est nettement plus réduite, et présente en position médiane un litage de galets. On trouve un fragment de céramique médiévale à sa base.

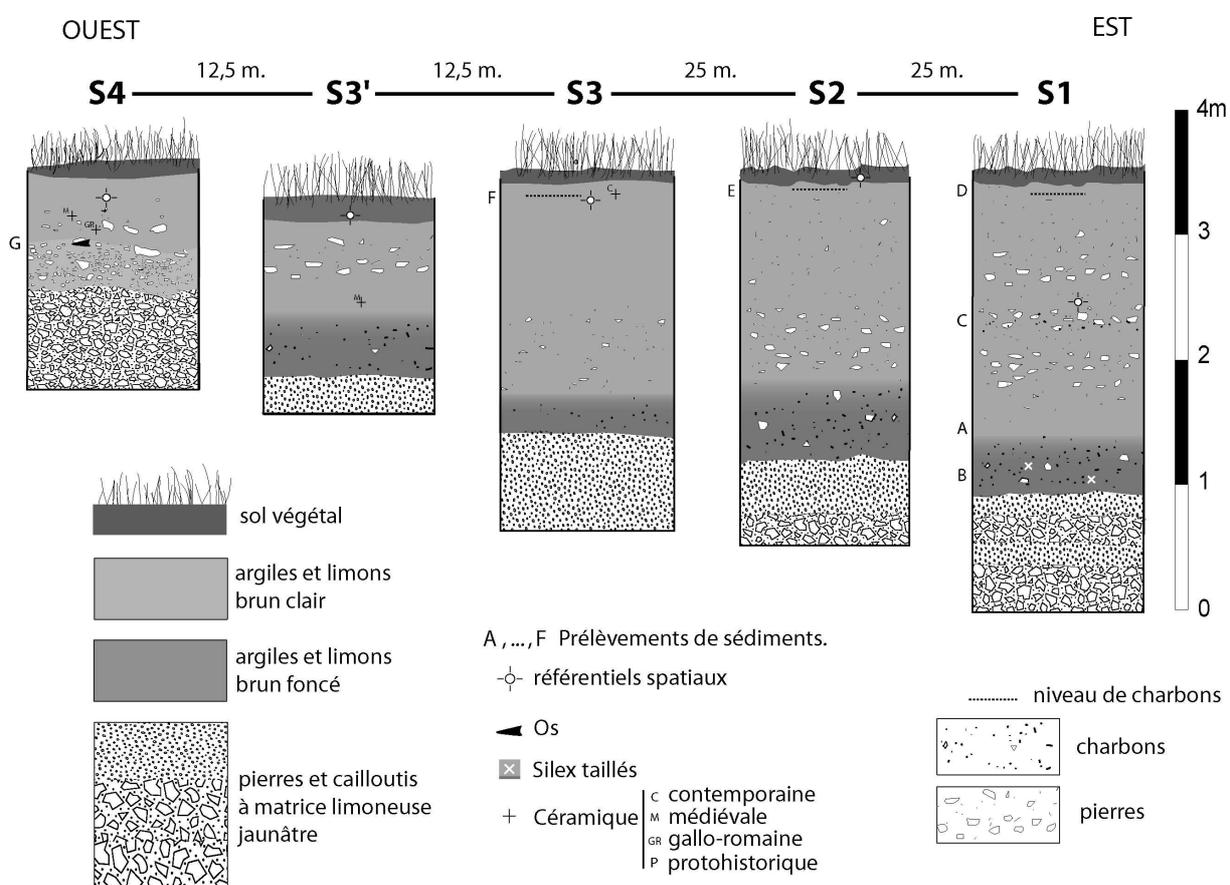


Figure 6.6. Profil A : relevés des différentes coupes réalisées sur le flanc Nord du bassin de décantation de la Combe Danay, à Monthélie.

Sondage S4

Ce sondage présente une stratigraphie qui fait apparaître le toit du substratum à 1 mètre sous la surface actuelle. Séparée par un contact net, une unité compacte composée de galets pris dans une matrice limoneuse brune se présente sur une vingtaine de centimètres. Un os de bovidé est présent à la surface de cette unité. Au dessus de cette unité, on retrouve l'unité des argiles limoneuses supérieures

décrite dans tous les autres sondages. La limite entre ces deux unités est marquée par un niveau de pierres. Au dessus de cette limite, on trouve des fragments de céramique gallo-romaine et médiévale.

Eléments de datations.

Sur l'ensemble des cinq coupes présentées sur la Figure 6.6, plusieurs échantillons ont été prélevés pour effectuer des datations au ^{14}C (laboratoire de Poznan, Pologne). L'ensemble de ces datations est reporté sur le Tableau 6-2. Ces échantillons sont essentiellement des micro-charbons et l'os retrouvé en S4. D'autres parts, les céramiques ont été datées (Mr Thévenot, com. pers.), complétant ainsi la chrono-stratigraphie.

L'unité des argiles rouges a pu être datée du 5^{ème} millénaire av. J.C, et cette datation est confirmée par le mobilier retrouvé dans cette unité de base. Ces argiles de fond, reposant sur le substrat conglomératique, constituent donc un sol néolithique avec indices d'occupation du site. L'os en S4 est daté de la période gallo-romaine, et un fragment de céramique contemporain lui est associé. Pour l'unité argileuse supérieure, plusieurs dates, toutes postérieures à la période gallo-romaine, ont été fournies. Ces dates pour la coupe S1 sont inversées par rapport à la stratigraphie, montrant un âge moderne à la base (19-20^{ème} siècle), médiéval en position médiane (11-12^{ème} siècles, et 7-9^{ème} siècles). Des prélèvements de 4 échantillons d'argiles en S1 sur une colonne de 1.5 mètre ont permis de dresser un profil de distribution du ^{137}Cs . Ce profil montre qu'il n'y a plus de traces de Césium à partir de 1 mètre sous la surface.

Echantillon	Labo	Position	Nature	Datation 95%
MONT-A	Poz-7722	S1-A	Microcharbons	1800-1940 AD
MONT-B	Poz-7723	S1-B	Microcharbons	4490-4340 BC
MONT-C	Poz-7766	S1-C	Microcharbons	680AD-890AD
MONT-D	Poz-7816	S4-G	Os	170BC-30AD
MONT-H2	Poz-7714	S1-Entre A et C	Microcharbons	1020-1190 AD

Tableau 6-2. Nature des échantillons prélevés pour la datation et âges calibrés par le ^{14}C à une probabilité de 95%.

L'établissement d'une chrono-stratigraphie relativement bien contrainte par plusieurs méthodes de datations permet d'établir une séquence chronologique. La base de la coupe est anté-néolithique, et d'après le faciès reconnu en cinq points, est considérée comme une séquence colluviale périglaciaire, mise en place par l'altération d'un substrat marno-calcaire et d'apports de versant. Le sol qui se développe à son sommet est d'âge néolithique. La séquence des argiles supérieures est d'âge moderne, incluant de nombreux fragments de céramique médiévale, et concerne au maximum la période 1800-actuel. Il existe une lacune de temps de l'ordre de 6000 ans entre les argiles rouges et les argiles supérieures.

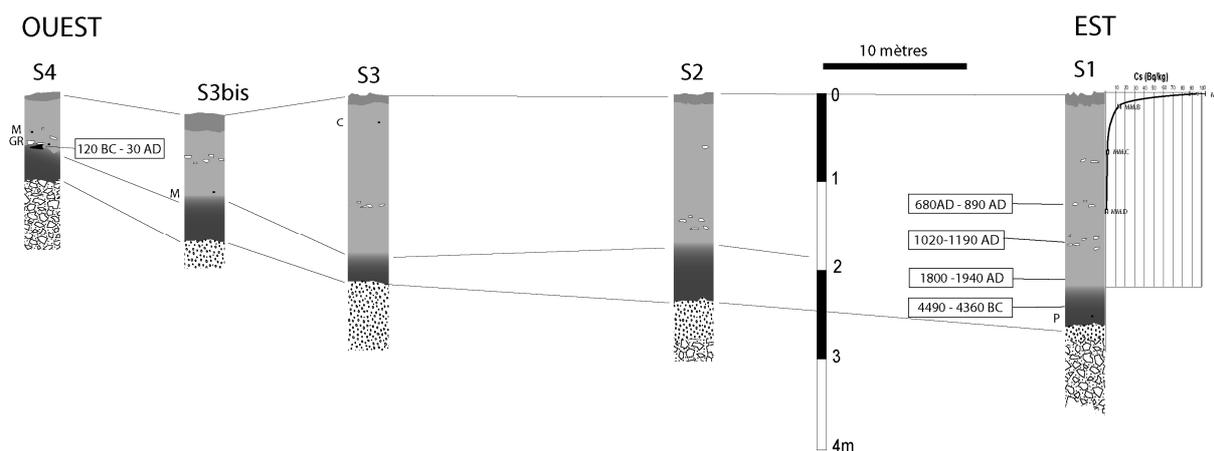


Figure 6.7. Reports des datations et du profil de ^{137}Cs sur la coupe du bassin de Monthélie.

PROFILS B et C (profils géophysiques)

Deux profils électriques (SYSCAL IRIS Instruments ; Rémond, 2005) ont été réalisés sur la parcelle qui borde le bassin. La position de ces deux profils est indiquée sur la Figure 6.8. Ces profils sont parallèles au profil A. les profils B et A sont distants d'une dizaine de mètres, C et A sont distants de 80 mètres environ. Ces deux profils ont pour objectif d'étudier l'évolution du contact entre les argiles et le substrat conglomératique dans le thalweg de la Combe.

Le profil A a permis de déterminer une limite de résistivité entre les unités argileuses et les unités marno-calcaires de fond. Connaissant la profondeur du contact entre les deux unités sur A, cette profondeur a été reportée sur le profil B situé à 5 mètres du profil A. Ainsi, la limite de résistivité entre les deux lithologies a été arrêtée à 118 ohm.m^{-1} . Sur le profil B, on retrouve une analogie stratigraphique avec un approfondissement maximal de l'unité argileuse à l'extrémité orientale du bassin, tandis que le contact remonte vers l'ouest. Sur le profil C, ce contact est situé au maximum à 1.5 mètre sous la surface. Ces deux montrent, même en admettant une marge d'erreur sur la position de la limite entre une substrat marno-calcaire et les formations superficielles à dominante argileuse, une remontée du substratum vers le Nord. Cette paléo-surface, reconstituée en 3D, montrent que le remplissage en amont de la route a comblé une dépression très localisée. Aujourd'hui, la topographie du thalweg de la Combe Danay est sub-horizontale. Cet aplanissement résulte d'un probable comblement lors de la mise en culture des versants de la vallée (naturel et artificiel), mais la chronologie de comblement et la quantification des volumes sédimentaires impliqués restent encore à déterminer.

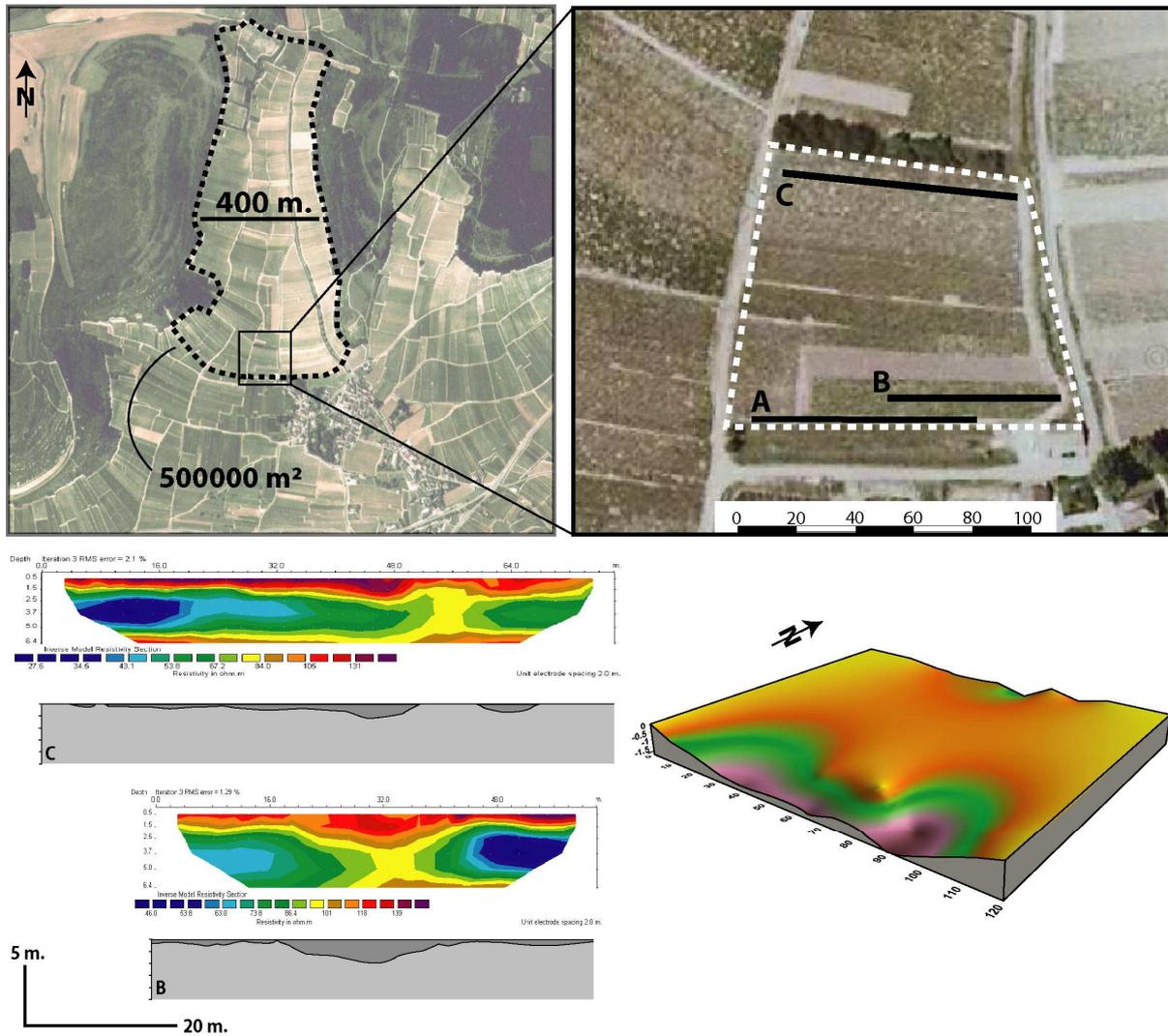


Figure 6.8. Haut : Localisation des profils électriques (B et C) sur la parcelle bordant le bassin de Monthélie. Bas : profils électriques B et C exprimés en ohm/m, interprétation des profils et restitution de la surface des conglomérats sous la parcelle étudiée. Le profil A correspond à la coupe obtenue par sondage dans le bassin.

6.2.3. Interprétation de la toposéquence.

L'ensemble des données acquises par les profils permet d'obtenir une image 3D du remplissage du fond de la vallée, et de proposer une séquence du comblement (Figure 6.9). La présence d'un paléosol qui s'est développé à l'Holocène sur un substrat pléistocène permet de restituer la paléo-topographie du fond de vallée. Cette topographie est fossilisée sous 2 mètres d'argiles en amont de la route, tandis que l'on retrouve le paléosol en aval de la route. Rien n'exclut une possible ablation postérieure de ce paléosol, aujourd'hui conservé sur une cinquantaine de centimètres.

La deuxième séquence, constituée de sédiments argilo-limoneux, a fossilisé le paléosol sous 2 mètres de sédiments au maximum en amont de la route. La nature homogène de ce remplissage témoigne d'un apport de sédiments sous forme de coulées de boues. D'autres arguments plaident en faveur de ce mode de remplissage : des lits de pépins de raisins et de charbons en sub-surface correspondent à des foyers de brûlis de sarments qui ont été enfouis sous des coulées de boues. Les lits

de cailloux présents dans la stratigraphie correspondent probablement à des épandages de matériaux grossiers liés aux empièvements de la route et des contours du lavoir, et indiqueraient donc que ce remplissage s’est fait en plusieurs événements. Le remplissage est continu de la base jusqu’au sommet, ayant pu subir les effets d’une homogénéisation par les labours et par la bioturbation.

Les différentes datations effectuées sur cette unité homogène montrent que cette séquence est moderne : les trois dates du sondage S1 montrent que la date la plus récente (1800-1940 A.D.) est située à la base des argiles. La présence de céramiques modernes plaide en faveur d’une mise en place récente de cette unité, et le profil de césium indique que la surface actuelle a peu évolué depuis les années 1950. La présence de charbons plus anciens dans la stratigraphie peut correspondre à un remaniement de structures anciennes sur les versants.

D’après les données des archives municipales et des différents écrits sur Monthélie, cette route a été réaménagée dans la première moitié du 19^{ème} siècle, comme la plupart des autres routes de cette partie de la commune. Aucune preuve ne permet de savoir si cette route a été construite sur une voie préexistante déjà surélevée, ou bien si cette route a été érigée sur un chemin à même le paléosol. Le lavoir, située à la même altitude que la route, a été construit en 1866 (Barastier, 1982), les routes surélevées que l’on trouve dans le domaine de plaine à Monthélie ont été construites avant cette date. Ces routes se situent dans une zone très humide, aujourd’hui bien drainée. Ces aménagements pourraient être liés à la nécessité de créer dans cette partie du vignoble monthélien un réseau de voies carrossables qui reste protégé des inondations, et pour faciliter la circulation dans le vignoble. Ces inondations, encore fréquentes jusque dans les années 1980, ont incité la municipalité à construire le bassin de décantation.

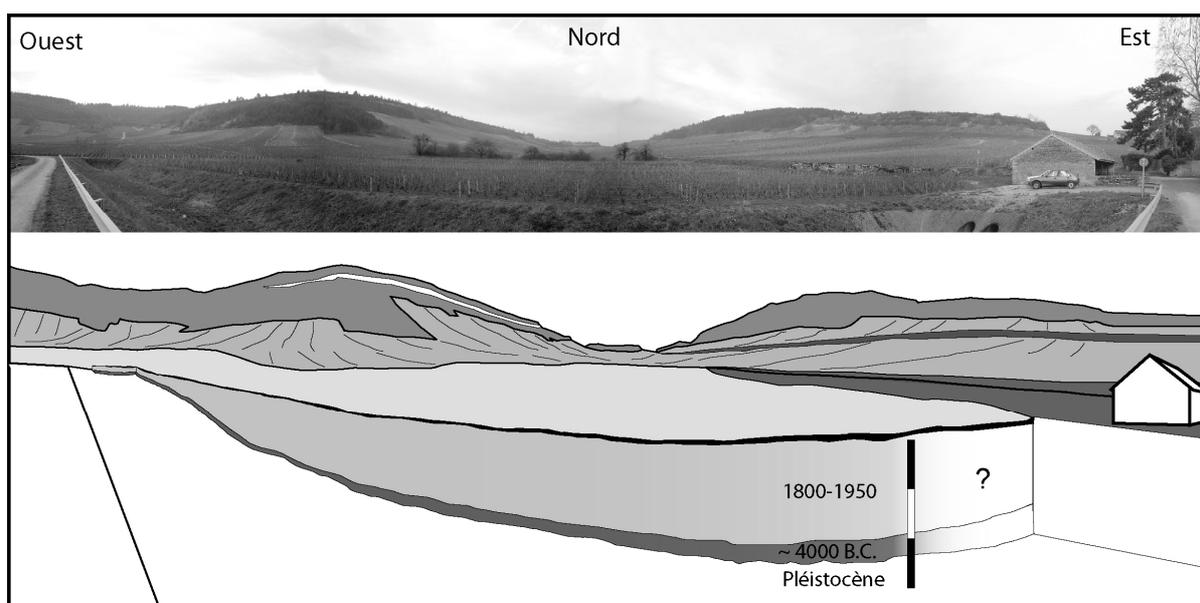


Figure 6.9. Vue panoramique de la Combe Danay depuis la route au lavoir, et restitution de la coupe A dans le paysage de la Combe Danay (verticalement exagéré).

La séquence de comblement établie en amont de la route pourrait donc s'être déroulée selon deux scénarii. Si les routes surélevées ont été construites au début du 19^{ème} siècle, la séquence correspondrait au remplissage d'une dépression par les matériaux issus du démantèlement des versants lors des coulées de boues, et ce après la fermeture de la vallée par la route. Si ces routes surélevées existaient déjà, le comblement traduit une phase d'érosion des versants dont le début aurait commencé à partir du début du 19^{ème} siècle, marquant une période de reconquête des coteaux monthéliens par la vigne.

Les différents stades de l'évolution du paysage de Monthélie, mis en évidence par cette approche et par les différentes données collectées sur les versants monthéliens permettent de restituer l'évolution schématique du paysage de la Combe Danay au cours du temps (Figure 6.10). Le paysage constitué au cours du Pléistocène s'est développé sur une surface d'érosion qui montre des versants dominés par des topographies concaves en domaine marneux. Au pied des falaises calcaires, des éboulis se mettent en place avec démantèlement cryoclastique et basculement de blocs calcaires sur les marnes sous-jacentes. En pied de versant, les colluvions issus de l'apport des versants sont constitués de matériaux calcaires et marneux, et l'existence d'une alternance de séquences colluviales et alluviales n'est pas exclue en raison de la présence de lentilles gravillonneuses incluses dans le conglomérat. Au cours de l'Holocène, un sol se développe sur l'ensemble du fond de la vallée, identifié au moins sur le profil du bassin et sur les parcelles du fond de la plaine, en aval de la route. Les premiers indices de l'anthropisation de l'espace sont représentés par des charbons associés à du mobilier lithique datés du Néolithique.

La période moderne est représentée par une emprise de l'homme sur le paysage et par une modification sensible de la topographie à l'échelle du bassin versant. La conquête des versants pour développer la viticulture s'accompagne d'une structuration des versants par la création de murs sur lesquels s'appuient les routes, les chemins, et le parcellaire viticole. A l'exutoire du bassin versant, une accumulation de sédiments est provoquée par la présence de routes surélevées. Sur les versants, des murets (qui longent les chemins) permettent de niveler les parcelles sur les plus fortes pentes, tandis que le parcellaire viticole sur les hauts de coteaux remanient les éboulis cryoclastiques développés sur les bases de corniche.

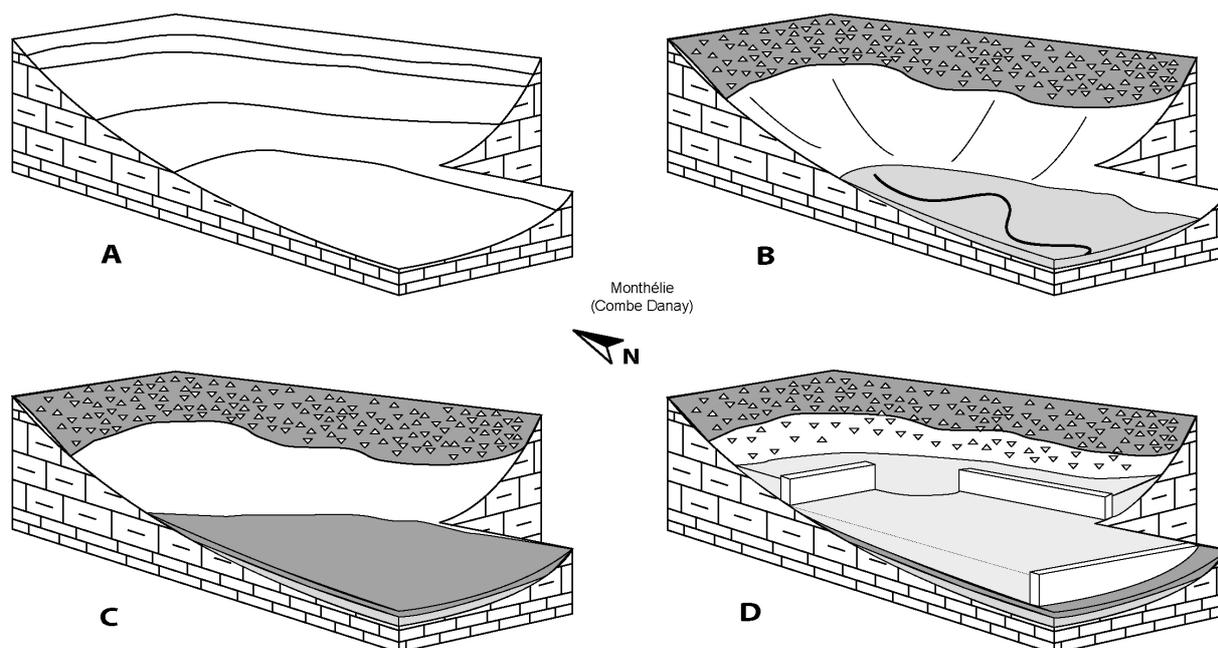


Figure 6.10. Reconstitution de l'évolution toposéquentielle du bassin versant de la Combe Danay, à Monthélie. A : Surface d'érosion sur les versants marno-calcaires au Pléistocène. B : mise en place des colluvions au cours du Pléistocène, avec développement des éboulis de base de corniche au pied des falaises oxfordiennes, et du substrat grossier identifié sur la coupe A. C : développement d'un sol à l'Holocène, premières indices d'anthropisation. D : colluvionnement moderne et stockage des matériaux derrière les obstacles, remaniement des éboulis par la viticulture.

6.3. Conclusions

L'exemple de ces deux toposéquences met en évidence le phénomène de stockage de colluvions en amont des structures agricoles. Ce stockage est à l'origine de l'épaississement des sols et de l'aplanissement de la topographie des parcelles. Ce phénomène a déjà été observé dans de nombreux autres contextes agricoles (Baffet, 1984 ; Revel et Rouaud, 1985 ; Follain, 2005 ; Salvador-Blanes et al., 2005 ; Hooke, 2006) mais également viticole (Gentili et al., 2004). La création d'obstacles le long de la topographie des versants agricoles, phénomène de structuration des paysages agricoles au même titre que le défrichement ou la parcellisation de l'espace, va profondément modifier la topographie des versants (Figure 6.11), et donc sa dynamique sédimentaire (Hooke, 2006). Cette topographie est d'abord localement modifiée puisque la construction d'un muret s'accompagne nécessairement du remplissage de l'amont et de l'incision de l'aval, et donc représente un potentiel de stockage des sédiments (Follain, 2005). Ce stockage est permis dans le cas de coulées de boues parce que l'obstacle provoque une rupture de pente, et va donc retenir les sédiments tant que sa hauteur le lui permet.

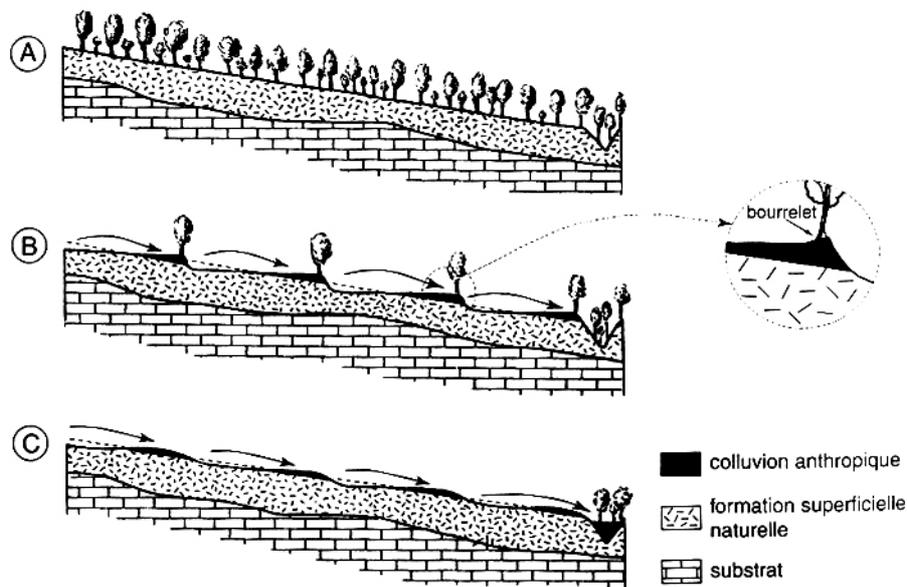


Figure 6.11. Evolution du colluvionnement anthropique sur versant par création et destruction des haies (Campy et Macaire, 2003, d'après Revel et Rouaud, 1985). A : Versant original à couvert végétal limitant l'érosion. B : parcellisation du versant par création de haies ; les sédiments s'accumulent en bourrelet en amont des haies. C : remaniement des colluvions anthropiques lors des périodes de remembrement, les vallées sont comblées par le matériel issu du démantèlement des versants.

Dans notre cas d'étude, la distinction entre la part de colluvions anthropiques et la part de colluvions déposées par coulées de boues demeure délicate : le remaniement des sédiments par les labours et par la bioturbation ne permet pas de lire la chronologie ni l'origine de l'épaississement des

sols viticoles derrière les murs. Cependant, comme cela est montré à Monthélie, la séquence présente des niveaux de cailloutis qui marquent plusieurs phases de remplissage, et sur la stratigraphie étudiée au moins 4 phases. La dernière phase, représentée par les 10 cm de sol sous la surface, a fossilisé des horizons de charbons qui correspondent à des brûlis de sarments. L'épaississement progressif au cours des siècles de ces sols résulte donc probablement d'un apport anthropique auquel s'ajoutent les phénomènes de dépôts pendant les événements pluvieux.

Ces deux exemples ponctuels à l'échelle d'un versant viticole représentent un phénomène qui peut être généralisé à l'ensemble des versants de la Côte. Pour créer des espaces viticoles, les versants sont nécessairement aménagés en parcelles dont les contours étaient autrefois entourés de murets (sur versants calcaires) ou de haies (sur versants marneux). Cette phase s'est donc accompagnée d'une modification importante de la topographie parce que les murets permettent, volontairement ou involontairement, le stockage de colluvions anthropiques sur les versants.

Ce processus peut avoir une répercussion énorme sur la dynamique sédimentaire des versants, mais les flux sédimentaires alimentés par l'érosion des sols ne vont pas intégralement atteindre l'exutoire des bassins versants. En d'autres termes, l'augmentation des flux sédimentaires, que l'on constate à la sortie des bassins versants, et qui est généralement associée à une conquête des versants par l'agriculture, peut être tout autant liée à la destruction de ces structures, et donc du démantèlement des colluvions anthropiques stockés en amont des murs (Hooke, 2006). Ce phénomène a été mis en évidence par Gentili et al. (2004) sur les versants viticoles italiens. L'essentiel du colluvionnement actuel est issu de la reprise d'anciennes colluvions suite à la destruction des murets. Cette observation a également été faite sur les terres agricoles de la région du Terrefort toulousain (Revel et Rouaud, 1985), où l'essentiel du comblement des vallées et des zones basses est issu de l'érosion des colluvions anthropiques suite à la destruction des haies (Figure 6.11). Le même constat a été établi pour les versants du bassin parisien (Larue, 2001 ; 2002), où la morphogenèse actuelle accélérée, résulte essentiellement de la mutation du paysage par suppression des obstacles dits traditionnels.

Cette étude constitue une première approche de l'évolution des paysages viticoles au cours de plusieurs siècles. Elle montre que les archives sédimentaires qui témoignent de la structuration du paysage existent, mais seulement lorsque ces structures ont été préservées d'un remaniement postérieur. Beaucoup de murs ont été détruits durant la période de mécanisation et de remembrement de la seconde moitié du 20^{ème} siècle, tandis que la surface en vignoble a significativement augmenté. Cette étude montre également que le volume de colluvions anthropiques toujours stockés sur les versants, sous forme de pellicules en amont des murs, est non-négligeable dans la quantification des flux sédimentaires à l'échelle du versant. Pour compléter cette approche, il serait donc nécessaire de dresser un schéma exhaustif du colluvionnement anthropique sur les versants étudiés, en tenant compte à la fois de l'évolution des structures paysagères au cours du temps – par l'analyse des photos

aériennes par exemple –, par la quantification des volumes piégés sous forme de colluvions en amont des murs – ceci a été tenté à Monthélie mais cette quantification comporte trop d'incertitudes –, et enfin de tenter de relier les séquences morphogénétiques avec les séquences d'anthropisation des versants.

Conclusions

Conclusions

La quantification de la dynamique sédimentaire des versants viticoles a été réalisée par l'étude des transferts sédimentaires sur trois versants de la Côte, représentés par les sites viticoles de Monthélie et d'Aloxe-Corton en Côtes-de-Beaune, et de Vosne-Romanée en Côtes-de-Nuits. Cette dynamique résulte de l'interaction entre le relief, le climat, et les pratiques culturales. Elle se traduit par une dégradation physique et qualitative à tous les niveaux de cet espace fortement anthropisé : cette morphogénèse accélérée concerne tant les zones sources, par l'altération des sols sur coteau, que les exutoires par les coulées de boues. Cette étude s'est focalisée sur les modalités de la redistribution sédimentaire à l'intérieur des rangs de vigne et sur les versants, afin de proposer un schéma descriptif et interprétatif du déplacement des particules au cours du temps. Cette redistribution est fonction des processus de l'érosion liés au ruissellement, et des processus anthropiques liés aux pratiques culturales du contexte viticole.

L'étude a d'abord été quantitative. Elle a permis de fournir une importante base de données sur les vitesses d'érosion des sols viticoles étudiés, et ce pour des échelles de temps événementielle et pluri-décennale. Cette première étape du travail a permis de préciser l'intensité des phénomènes d'érosion qui altèrent les versants viticoles de Côte d'Or.

Cette étude s'est ensuite intéressée aux processus de l'érosion, notamment grâce à la réalisation de cartes d'érosion à une échelle événementielle et à une échelle pluri-décennale. Cette approche a permis d'étudier indirectement la dynamique du ruissellement à l'origine du transport des matériaux sur des surfaces travaillées, et de comprendre les processus de redistribution des sédiments dans les parcelles de vigne.

Enfin, l'influence des pratiques culturales *s.l.* sur les flux sédimentaires a pu être étudiée par l'application d'un modèle prédictif de l'érosion, permettant de mettre en évidence comment les pratiques culturales peuvent limiter ou accélérer le départ des terres.

Erosion et viticulture : bilan de la quantification.

Les vitesses de l'érosion des sols viticoles ont pu être déterminées par une quantification des phénomènes de redistribution des sédiments à l'intérieur des parcelles étudiées. Cette quantification a d'abord montré que les versants sont soumis à des vitesses d'érosion très importantes. Elles se traduisent par une perte moyenne de sédiments de plusieurs millimètres par an, l'essentiel de l'érosion se déroulant lors des orages intenses des périodes estivales. Ainsi, la mesure de l'impact d'un seul orage estival a montré que la perte en sédiments peut atteindre jusqu'à 3 mm de sol.

Ce type d'événement n'a pu être quantifié qu'une seule fois au cours de cette étude, faute d'instrumentation et de suivi continu (mais aussi en raison de la fréquence des événements érosifs). Un suivi plus régulier aurait permis de préciser la variabilité des flux sédimentaires en fonction du type de pluie et des états de surface des sols viticoles. Cette lacune a cependant été compensée par l'utilisation

d'un biomarqueur de l'érosion qu'est le cep de vigne, dont la mesure du déchaussement permet d'établir des bilans sédimentaires précis pour les surfaces en vigne, reflétant ainsi les processus sédimentaires de premier ordre sur des échelles pluri-décennales. Les vitesses moyennes de l'érosion ainsi calculées à l'échelle des trois sites par l'application de cette méthode sont comparables, atteignant jusqu'à 5 mm/an pour des pentes supérieures à 15°.

Cette situation traduit l'intensité des processus de redistribution sédimentaire induits par la forte anthropisation des vignobles. Elle conduit à la dégradation qualitative et quantitative du stock sédimentaire sur coteau qui constitue le substrat d'une culture de terroir. La mise en vigne des coteaux, débutée il y a plusieurs siècles, et le besoin permanent d'interventions culturales qu'exige la viticulture ont conduit à une déstabilisation du stock colluvial, dont les formes les plus extrêmes sont les coulées de boues qui affectent la plupart des villages de la Côte. Ce fort signal anthropique est présent à toutes échelles de temps et d'espace.

Au final, cette approche quantitative fournit des vitesses moyennes de l'érosion qui traduisent un degré d'anthropisation caractéristique des versants viticoles, indépendamment de la région de l'observation (Figure 1). La mesure de l'érosion à l'échelle d'un événement extrême et la comparaison avec des vitesses pluri-décennales montre que l'essentiel de l'érosion se déroule pendant ce type d'événements, ceci a été surtout vérifié pour les parcelles sur fortes pentes.

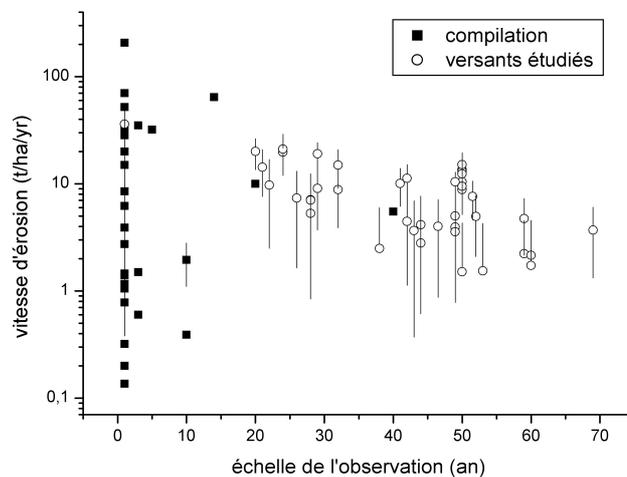


Figure 1. Compilation des vitesses d'érosion des parcelles étudiées et d'autres contextes viticoles (sources : cf. Article 1 et Loughran et Balog, 2005, par mesures au ^{137}Cs).

Les différences observées dans la quantification de l'érosion et par l'application d'un modèle d'érosion ont montré que l'anthropisation des versants se manifeste différemment dans les bilans sédimentaires. Si ces fortes vitesses d'érosion traduisent un forçage anthropique flagrant, ce forçage se traduit aussi dans la diminution des vitesses d'érosion par les pratiques culturales, et a été révélé par l'application d'un modèle prédictif de l'érosion, qui est fonction des paramètres topographiques. Ce

constat est vérifié à l'échelle événementielle, où le ruissellement et l'érosion se concentrent différemment dans les interrangs selon la fréquence de passages des enjambeurs, et où les remontées de terre suivent immédiatement l'événement érosif. Ce constat est également vérifié à une échelle pluri-décennale. L'impact de ces pratiques, sous-estimées au départ de cette étude, s'est révélé être colossal dans le bilan sédimentaire de certaines parcelles. En partant du cas le plus simple (versant de Monthélie) pour aller au cas le plus complexe (versant de Vosne-Romanée), l'établissement du modèle a mis en évidence l'impact des pratiques culturales et des aménagements de versant sur les bilans sédimentaires. Ces pratiques concernent tant les itinéraires techniques, les remontées de terre, que les aménagements des contours des parcelles à l'origine des effets de bord à l'origine des écarts au modèle.

Schématiquement, la quantification de l'érosion par l'approche développée dans ce travail s'est heurtée à la variabilité des pratiques culturales dans le temps et dans l'espace, et donc à l'histoire propre à chaque versant, voire à chaque parcelle, au demeurant délicat à retracer. La variabilité « naturelle » des sols s'est avérée être parfois très bien corrélée à une variabilité d'origine anthropique, suggérant que l'historique des pratiques culturales a un rôle non-négligeable sur la constitution des sols, et donc sur leur réponse au ruissellement.

Si ce phénomène a pu être mis en évidence sur les zones de départ des terres, c'est-à-dire les coteaux, il l'a également été en domaine de pied de versant, et parfois plus localement en pied de parcelle, où l'épaississement artificiel des colluvions par piégeage derrière les murs ne peut être négligé dans le cas où les bilans sédimentaires seraient réalisés à l'échelle du bassin versant.

La perte réelle en sédiments pour les versants viticoles, c'est-à-dire leur exportation définitive hors des bassins versants, est à ce stade de l'étude mal documentée : une grande partie des produits de l'érosion s'avère cependant être stockés et/ou réintroduits sur les coteaux. Si les phénomènes de variation verticale de la topographie ont été illustrés par plusieurs exemples dans ce travail, les phénomènes de transfert horizontal des sédiments sont encore mal documentés. Ces phénomènes concernent tant le déplacement des particules dans les parcelles, leur acheminement sur les versants, et éventuellement leur retour par les remontées de terre.

Processus du ruissellement et de l'érosion.

Trois années d'observations permettent de faire un premier constat : si les effets de l'érosion sont perceptibles et ont été mesurés, les phénomènes à l'origine du transport des sédiments sont rares, souvent imperceptibles. Ce biais a été compensé dans cette étude par la visualisation de l'érosion cumulée sur des cartes à haute résolution et sur des échelles de temps pluri-décennales.

L'interrang de vigne, unité spatiale de toute l'étude, est un « couloir à ruissellement » en comparaison avec le rang : la très faible perméabilité induite par le passage des enjambeurs, la très faible couverture végétale, et l'orientation parallèle à la plus grande pente font de cette unité un espace

où le ruissellement trouve un chemin préférentiel d'écoulement. Le déchaussement des ceps de vigne, induit par la répétition des cycles d'érosion/labours, reflète les processus du ruissellement les plus efficaces dans le transport des sédiments dans cette unité, et a été mesuré 100 000 fois environ.

A partir des données extraites des versants de Monthélie, où les effets des remontées de terre sont limitées et où les pratiques culturales sont relativement homogènes par rapport aux deux autres versants étudiés, l'analyse de la distribution spatiale des vitesses d'érosion a permis de dégager un modèle simple de l'érosion qui permet de déterminer des vitesses en fonction de la pente. Ainsi, les vitesses de l'érosion à l'échelle du bassin versants sont d'abord linéairement reliées aux pentes moyennes des parcelles, indépendamment de leur longueur. Ceci est vrai pour le jeu de pentes considéré, ici inférieures à 20°. L'analyse à haute résolution (25 m²) de ces vitesses a permis de mettre en évidence deux lois de l'érosion, qui traduisent deux processus sédimentaires majeurs, apparemment reliés à la présence d'une pente critique. Cette analyse a montré que l'érosion est fonction de la longueur des rangs de vigne qu'au-delà d'une pente critique, proche de 10°. Sous cette pente, l'érosion n'est fonction que de la pente locale, tandis que les vitesses sont toujours inférieures à 1mm/an. La présence de ce seuil de pente a été expliquée par la présence d'un seuil de ruissellement.

Les effets d'un tel seuil sur les modalités du ruissellement ont été étudiés via l'analyse des séquences pluviométriques et leur potentiel à déclencher le ruissellement. Cette analyse a tenté d'explorer la relation qui existe entre la formation d'une lame d'eau à la surface d'un sol et les paramètres des intensités de pluies, de la vitesse d'infiltration et de la topographie.

Un des résultats de cette analyse a d'abord montré que la distribution des pluies dites efficaces n'est pas aléatoire. Cette distribution est fortement contrainte par le climat de la Côte, où les pluies de fortes intensités sont concentrées pendant les saisons chaudes. Seules ces pluies de fortes intensités, et de faibles durées, vont être potentiellement à l'origine de l'apparition d'une lame d'eau significative à la surface du sol. Cette hypothèse est en partie validée par corrélation à la distribution temporelle des coulées de boues qui ne se déclenchent que pendant les saisons estivales.

D'autre part, les effets de la corrélation topographique sur la dynamique de ruissellement ont été appréhendés par une estimation de la quantité d'eau qui va s'écouler lorsque les événements pluvieux dépassent la capacité de stockage. Cette analyse a montré que le flux d'eau et le pourcentage des pluies efficaces sont reliés à un seuil de percolation selon une loi de décroissance exponentielle. En comparaison avec les travaux obtenus par modélisation du ruissellement à des échelles de temps événementielles, l'interprétation donnée à cette analyse suggère que le rapport des processus advectifs et diffusifs dans les rangs de vigne est déterminé par la variation de la capacité de stockage. L'augmentation de toute corrélation topographique, par augmentation de la pente ou diminution de la rugosité, va permettre le passage d'une dynamique de ruissellement dominée par de courtes distances de transfert, à une dynamique advective du ruissellement par chenalisation. Les travaux qui devront

valider cette interprétation devront étudier plus particulièrement la relation qui existe entre le ruissellement et le transfert associé des sédiments, lorsque ce processus est envisagé sur des échelles de temps supérieures à l'événement.

Les conséquences sur l'environnement

Les conséquences environnementales de cette dynamique générale du transfert sédimentaire sont multiples. Elles conduisent d'abord à une dégradation irréversible d'un substrat dit de terroir. Les sols des versants étudiés sont remaniés par l'homme depuis plusieurs siècles. Leur constitution hérite donc d'un substrat géologique initial, mais également d'un façonnage par l'homme par les travaux réalisés sur versant pour permettre la mise en vigne. Ces deux facteurs majeurs de la constitution des sols viticoles de la région d'étude sont donc aussi également présents dans la définition de terroir.

Par ailleurs, si les conséquences du ruissellement de surface peuvent être partiellement maîtrisées, par exemple par l'aménagement des voiries pour limiter les coulées de boues, le transfert et la dispersion des produits phytosanitaires à l'échelle d'un site demeurent en revanche plus complexe à contrôler. Cette deuxième conséquence constitue généralement l'argument décisif dans la prise de décision de protection des bassins versants viticoles : la préservation d'une ressource en sol est tributaire de la préservation de la ressource en eau. Sur la Côte, la lutte contre le ruissellement s'attache d'abord à protéger les nappes phréatiques et à prévenir les coulées de boues.

La spécificité de la Côte en tant qu'objet d'étude réside dans la grande diversité dans ses configurations géologiques et culturelles. Les résultats de cette étude montre en quoi la dynamique de cet objet peut être considérée comme homogène, et en quoi chaque versant, chaque parcelle, se distingue des autres dans un contexte où cette diversité est aussi à l'origine de la richesse d'un vignoble.

Conclusions

Bibliographie

- Alestalo, J. (1971) – Dendrochronological interpretation of geomorphic processes. *Fennia*, n° 105, p. 140.
- Allen, P.A. (1997) – Earth surface processes. Blackwell Science Ltd, 406 p.
- Arnaez, J., Lasanta, T., Ruiz-Flano, P., Ortigosa, L. (2006) – Factors affecting runoff erosion under simulated in Mediterranean vineyards. *Soil and Tillage research*, n°93, p. 324-334.
- Assouline, S., Ben-Hur, M. (2006) – Effects of rainfall intensity and slope gradient on the dynamics of interrill erosion during soil surface sealing. *Catena*, n°66, p. 211-220.
- Astrade, L., Bravard, J.-P., Landon, N. (1998) - Mouvements de masse et dynamique d'un géosystème alpestre : étude dendrogéomorphologique de deux sites de la vallée de boulc (diois, France). *Géographie physique et Quaternaire*, 1998, vol. 52, n° 2. p. 1-13.
- Baffet, M. (1984) – Influence de la haie sur l'évolution des caractères physico-chimiques et hydrodynamiques des sols. Thèse de Doctorat de l'Université de Limoges, 174 p.
- Ballif, J.-L. (1990) – Erosion dans le vignoble champenois : influence des techniques culturales (France). *Cahiers ORSTOM, série Pédologie*, n°25, p. 151-156.
- Barastier, M. (1982) – Monthélie. Monographie [Disponible à la Mairie de Monthélie].
- Battany, M.C., Grismer, M.E. (2000) – Rainfall runoff and erosion in Napa Valley vineyards: effects of slope, cover and surface cover. *Hydrological Processes* 14, 1289-1304.
- Bazin, J.-F. (1994) – La Romanée-Conti, la Côte de Nuits de Vosne-Romanée à Corgoloin. Editions Jacques Legrand, 324 p.
- Beck, P. (1996) – Dans les vignes du Duc de Bourgogne. Le clos de Chenôve au XIVe siècle. *Histoire et Sociétés Rurales*, n°5, p. 119-130.
- Beck, P., Canat, C., Lauvergeon, B., Locatelli, C., Portet, F. (1999) – Le clos de Chenôve. La cuverie et les pressoirs des Ducs de Bourgogne. *Histoire, Archéologie, ethnologie (XIII-XIXe siècle)*. Editions Faton. 64 p.
- Boardman, J. (1996) – Soil erosion by water: problems and prospects for research. In *Advance in Hillslope processes*, Vol.2, Malcolm G. Anderson and Susan M. Brooks Eds, John Wiley & Sons Publishers, pp.489-504.
- Boardman, J., Poesen, J. (2006) – Soil erosion in Europe. Wiley, Chichester, UK, 855 p.
- Bodoque, J.M., Diez-Herrero, A., Marin-Duque, J.F., Rubiales, J.M., Godfrey, A., Pedraza, J., Carrasco, R.M., Sanz, M.A. (2005) – Sheet erosion rates determined by using dendrogeomorphological analysis of exposed tree roots : two examples from Central Spain. *Catena*, n°64, p. 81-102.
- Boissinot, P., Roger, K. et al. (2003) – L'ensemble viticole des Girardes (Lapalud, Vaucluse). *Actes du colloque AGER, 2000, à Besançon*. PUF Franc-comtoises, p. 225-238.
- Boix-Fayos, C., Martínez-Mena, M., Arnau-Rosalén, E., Calvo-Cases, A., Castillo, V. and Albaladejo, J. (2006) – Measuring soil erosion by field plots: Understanding the sources of variation. *Earth-Science Reviews* 78, p. 267-285.
- Bonvalot, J., Courel, L., Sénac, P. (1984) – Etude sédimentologique du remplissage plio-pléistocène de la Bresse". *Géologie de la France*, n°3, p. 197-220.
- Bork, H.-R., Lang, A. (2003). Quantification of past soil erosion and land use/land cover changes in Germany, in: Lang, A., Hennrich, K., Dikau, R., (Eds.) - Long Term Hillslope and Fluvial System Modelling.

- Concepts and Case studies from the Rhine Catchment. Lecture Notes in Earth Sciences, 101, Springer Verlag, 2003.
- Bour, P., Jacotot, P., Vincent, E. (2003) – Murets et meurgers dans la Côte viticole de Côte d'Or, un patrimoine reflet de la géologie locale. In Paysages de vigne et de vin, Patrimoines, enjeux, Valorisation. Colloque international de l'Abbaye de Fontevraud, Juillet 2003, p.32-35.
- Bourély, B. (1998) – Vignes et vins de l'Abbaye de Cîteaux en Bourgogne. Éditions du Tastevin, 130 p.
- Brenot, J. (2003) – Processus d'érosion en versant anthropisé: exemple et modélisation du parcellaire viticole. Mémoire de DEA Géosciences Rennes, 30 p.
- Brenot, J., Quiquerez, A., Petit, C., Garcia, J.-P., Davy, P. (2007) – Soil erosion rates in burgundian vineyards: *Bulletino della Società Geologica Italiana*, Volume speciale, In press.
- Brenot, J., Quiquerez, A., Petit, C., Garcia, J.-P. (2007) – Erosion rates and sediment budget established at square meter-scale resolution using vine roots on the hillslopes of the Burgundian vineyards. Submitted.
- Brown, E.T, Stallard, R.F, Larsen, M.C., Raisbeck, G.M., Yiou, F. (1995) – Denudation rates determined from the accumulation of in situ-produced ^{10}Be in the Luquillo Experimental Forest, Puerto Rico. *Earth and Planetary Science Letters*, n°129, p. 193-202.
- Brun, J.-P. (2005) – Archéologie du vin et de l'huile en Gaule romaine. Editions Errance, 274 p.
- Bryan, R.B. (2000) – Soil erodibility and processes of water erosion on hillslope. *Geomorphology*, n°32, p. 385-415.
- Buoncristiani, J.-F., Petit, C., Campy, M., Bossuet, G., Richard, H. (2002) – Quantification de l'ablation d'un bassin versant marno-calcaire alpin durant le Petit Age Glaciaire par l'étude d'un système lacustre (cas du lac du « Claps » de Luc-en-Diois Drôme, France). *Geodinamica Acta*, n°15, p.103-111.
- Campy, M., Macaire, J.-J. (2003) – Géologie de la surface : Erosion, transfert et stockage dans les environnements continentaux. 2^{ème} édition, Dunod, 442 p.
- Carrara, P.E., Carroll, T.R. (1979). – The determination of erosion rates from exposed tree roots in the Piceance Basin, Colorado. *Earth surface processes*, n°4, p. 407-417.
- Casenave, A. and Valentin, C. (1989) – Les états de surface de la zone sahélienne: influence sur l'infiltration. Orstom, Paris.
- C.E.R.B. (1988) – La vigne et le vin en Bourgogne. Science et réglementation. Cahiers du CERB, n°4, 90 p.
- Chabin, J.P., Diagne, M., Lamarre, D. (1984) – Les climats de Bourgogne. Actes du 109^{ème} congrès national des Sociétés Savantes, Dijon, Géographie, p. 71-88.
- Chahinian, N., Moussa, R., Andrieux, P., Voltz, M. (2005) – Comparison of infiltration models to simulate flood events at the field scale. *Journal of Hydrology*, n°306, p. 191-214.
- Chahinian, N., Moussa, R., Andrieux, P., Voltz, M. (2006) – Accounting for temporal variation in soil hydrological properties when simulating surface runoff on tilled plots. *Journal of Hydrology*, n°326, p. 135-152.
- Chaline, J. (1961) – Etude sur les dépôts quaternaires de la vallée de l'Ouche. Diplôme d'études supérieures de Sciences Naturelles. Faculté des Sciences de la Terre de Dijon.
- Chappell, A. (1999) – The limitations of using ^{137}Cs for estimating soil redistribution in semi-arid environments. *Geomorphology*, n°29, p.135-152.
- Chapuis, C. (1988) – Aloxe-Corton, Histoire du village et de son vignoble. 156 p.

- Ciry, R. (1951) – Contribution à l'étude des influences périglaciaires en Bourgogne. Bulletin de la Société Archéologique de Beaune, 1er fascicule hors-série, p. 3-6.
- Coltorti, M. (1997) – Human impact in the Holocene fluvial and coastal evolution of the Marche region, Central Italy. *Catena*, n°30, p. 31-335.
- Commission Météorologique de la Côte-d'Or, Bulletins annuels de météorologie et climatologie, CGCO, CCID. Bulletins annuels de 1951 à 1980.
- Crosson, P. (1995) – Soil erosion estimates and costs. *Science*, vol.269, p.461-465.
- Culling, W.E.H. (1960) – Analytical theory of erosion, *J. Geol.*, n°68, p.336-344.
- Darboux, F. (1999) – Modélisations numérique et expérimentale du ruissellement – Effets de la rugosité sur les distances de ruissellement. Thèse de doctorat de l'Université de Rennes 1. Mémoires Géosciences Rennes n°93, 170 p.
- Darboux, F., Davy, P., Gascuel-Oudou, C., Huang, C. (2001) – Evolution of soil surface roughness and flowpath connectivity in overland flow experiments. *Catena*, n°46, p.125-139.
- Darboux, F., Gascuel-Oudou, C., Davy, P. (2002a) – Effects of surface water storage by soil roughness on overland-flow generation. *Earth Surf. Process. Landforms*, n°27, p.223-233.
- Darboux, F., Davy, P., Gascuel-Oudou, C. (2002b) – Effect of depression storage capacity on overland-flow generation for rough horizontal surfaces: water transfer distance and scaling. *Earth Surf. Process. Landforms*, n°27, p.177-191.
- Darboux, F., Huang, C. (2005) – Does soil surface roughness increase or decrease water and particle transfers ? *Soil Sci. Soc. Am.*, n°677, p. 748-756.
- Dearing, J.A., Jones, R.T. (2003) – Coupling temporal and spatial dimensions of global sediment flux through lake and marine sediment records. *Global and Planetary Change*, n°39, p.147-168.
- Demossier, M. (1999) – Hommes et Vins: une anthropologie du vignoble bourguignon. Editions Universitaires de Dijon, 450 p.
- Desir, G., Sirvent, J., Gutierrez, M., Sancho, C. (1995) – Sediment yield from Gypsiferous degraded areas in the Middle Ebro Basin (NE, Spain). *Phys. Chem. Earth*, vol.20, 3-4, p. 385-393.
- Dion, R. (1959) - Histoire de la vigne et du vin en France, des origines au 19^{ème} siècle. Histoires Flammarion, 774 p.
- Dotterweich, M., Schmitt, A., Schmidtchen, G., Bork, H.-R. (2003) – Quantifying historical gully erosion in northern Bavaria. *Catena*, n°50, p. 135-150.
- Einsele, G., Hinderer, M. (1997) – Terrestrial sediment yield and the lifetimes of reservoirs, lakes, and larger basins. *Geologische Rundschau*, 86, 288-310.
- Evans, R. (1995) - Some methods of directly assessing water erosion of cultivated land: a comparison of measurements made on plots and in fields. *Progress in Physical Geography*, n°19, p.115-129.
- Favis-Mortlock D.T. (1998) - A self-organising dynamic systems approach to the simulation of rill initiation and development on hillslopes. *Computers and Geosciences* 24, 4, p.353-372.
- Favis-Mortlock, D.T., Boardman, J., Parsons, A.J., Lascelles, B. (2000) – Emergence and erosion: a model for rill initiation and development. *Hydrological processes*, 14, p.2173-2205.
- Figueiredo, T., Ferreira, A.G. (1993) – Erosão dos solos em vinha de encosta na região do Douro, Portugal. Actas do XII Congresso Latinoamericano da Ciência do Solo, SECS (19–26 September Salamanca, Spain), 79–88.

- Follain, S. (2005) – Effet du réseau bocager sur l'organisation des sols. Redistribution des sols et stockage en carbone organique. Thèse de Doctorat de l'ENSAR, Rennes. 245 p.
- Foster, G.C., Dearing, J.A., Jones, R.T., Crook, D.S., Siddle, D.J., Harvey, A.M., James, P.A., Appleby, P.G., Thompson, R., Nicholson, J., Loizeau, J.-L. (2003) – Meteorological and land use controls on past and present hydro-geomorphic processes in the pre-alpine environment: an integrated lake-catchment study at the Petit Lac d'Annecy, France. *Hydrological Processes*, n°17, p. 3287-3305.
- Fourmont A. (2001) – Analyse de l'évolution subactuelle des banquettes colluviales anthropiques par la méthode du ¹³⁷Cs. Influence sur le bilan sédimentaire du bassin du Quincampoix (sud-ouest du Bassin Parisien, France). Mémoire de DEA, Université de Tours, 40 p.
- Fournier, F. (1972) – Les aspects de la conservation des sols dans les différentes régions climatiques et pédologiques de l'Europe. Conseil de l'Europe, Sauvegarde de la nature. 210 p.
- Fox, D.M., Bryan, R.B. (1999) – The relationship of soil loss by interrill erosion to slope gradient. *Catena*, n°38, p.211-222.
- Fox, D.M., Bryan, R.B. (2000) – The relationship of soil loss by interrill erosion to slope gradient. *Catena*, 38, p. 211-222.
- Fox, D.M., Bryan, R.B., Price, A.G. (1997) – The influence of slope angle on final infiltration rate for interrill conditions. *Geoderma*, n°80, p. 181-194.
- Fox, D.M., Le Bissonnais, Y., Quétin, P. (1998) – The implications of spatial variability in surface seal hydraulic resistance for infiltration in a mound and depression microtopography. *Catena*, n°32, p.101-114.
- Gàbris Gy., Kertész, A., Zàmbo, L. (2003) – Land use change and gully formation over the last 200 years in a hilly catchment. *Catena*, n°50, p. 151-164.
- Gadille, R. (1967) – Le vignoble de la Côte bourguignonne. Thèse de l'Université de Dijon. Les Belles Lettres. 687 p.
- Gale, S.J., Haworth, R.J. (2005) – Catchment-wide soil loss from pre-agricultural times to the present: transport- and supply-limitation of erosion. *Geomorphology*, n°68, p. 314-333.
- Galet, P. (1993) – Précis de Viticulture, 6ème édition, ENSA Montpellier Editions, 582 p.
- Garcia, J.-P., Petit, C., Vannier, F. (2005) – Les terroirs viticoles de la Côte. Bourgogne Aujourd'hui, n°62.
- Garrier, G. (1989) – Le Phylloxera. Albin Michel, 194 p.
- Gärtner, H. (2006) – Tree roots : Methodological review and new development in dating and quantifying erosive processes. *Geomorphology*, in press.
- Gauthier, E., Joly, M. (2003) – Nouvelles données sur la culture de la vigne dans l'est de la Gaule (Bourgogne/Franche-Comté). In : Favory, F. ; Vignot, A. (éd.), *Actualité de la recherche en histoire et archéologie agraires. Actes du colloque AGER V, Besançon 19-20 septembre 2000*, Besançon : Presses Universitaires Franc-Comtoises, p. 191-208.
- Gentili, B., Pambiachi, G., Arimigli, D., Matenazzi, M. (2004) – Winegrowing practices in the Marche region (Central Italy): effects on geomorphological and hydrological setting of the slopes. Oral communication in the session "Terroir: the connection between geology and wine", IGC 2004, Firenze, Italia.
- Gomez, J.A., Nearing, M.A. (2005) – Runoff and sediment losses from rough and smooth soil surfaces in a laboratory experiment. *Catena*, n°59, p. 253-266.
- Goudie, A. (2005) – The human impact on the natural environment. Blackwell Publishing, sixth edition, 362 p.

- Govers, G. (1985) – Selectivity and transport capacity of thin flow in relation to rill erosion. *Catena*, n°12, p. 1157-1164.
- Govers, G. (1987) – Spatial and temporal variability in rill development processes at the Huldenberg experimental site. *Catena supplement* n°8, p. 17-34.
- Govers, G. (1991) – Spatial and temporal variations in splash detachment: a field study. *Catena supplement*, n°20, p. 15-24.
- Govers, G., Poesen, J. (1988) - Assessment of the inter-rill and rill contributions to total soil loss from an upland field plot. *Geomorphology* 1, p.343-354.
- Govers, G., Vandaele, K., Desmet, P., Poesen, J., Bunte, K. (1994) – The role of tillage in soil distribution on hillslopes. *Eur. J. Soil Sci.*, n°45, p. 469-478.
- Govers, G., Takken, I., Helming, K. (2000) – Soil roughness and overland flow. *Agronomie*, n°20, p. 131-146.
- Gril, J.-J. (1986) – L'érosion hydrique des sols dans le vignoble, Etudes comparatives de l'influence des techniques culturales à l'exemple du Beaujolais (France). *Zeitschrift fur Geomorphologie*, n°60, p. 149-160.
- Gril, J.-J. (2002) – Intérêt de l'enherbement de la vigne pour limiter le ruissellement, l'érosion et la pollution par les produits phytosanitaires. *Colloque MondiaViti*, Bordeaux, Décembre 2002.
- Guzha, A.C. (2004) - Effects of tillage on soil microrelief, surface depression storage and soil water storage. *Soil and Tillage research*, n°76, p.105-114.
- Haff, P.K. (2000) – Neogeomorphology Prediction, and the Anthropic Landscape. Draft. In: *Prediction in Geomorphology*, P.R.Wilcock and R.M.Iverson (Eds), *Geophysical Monograph*, n°135, American Geophysical Union, p. 15-26.
- Heimsath, A.-M., Dietrich, W.E., Nishiizumi, K., Finkel, R.C. (1997) – The soil production function and landscape equilibrium, *Nature*, n°388, p. 358-361.
- Heimsath, A.-M., E. Dietrich, W., Nishiizumi, K., Finkel, R.C. (1999) – Cosmogenic nuclides, topography, and the spatial variation of soil depth. *Geomorphology* 27 (1-2), p. 151-172.
- Heuvelink, G.B.M., Schoolt, J.M., Veldkamp, A., Pennock, D.J. (2006) – Space-time Kalman filtering of soil redistribution. *Geoderma*, n°133, p.124-137.
- Hewawasam, T., Blanckenburg, F. (von), Schaller, M., Kubik, P. (2003) – Increase of human over natural erosion rates in tropical highlands constrained by cosmogenic nuclides. *Geology*, n°31, p. 597-600.
- Hilfiker, C. et Dominik, J. (1989) – Traçage de l'érosion des sols par des méthodes radio-isotopiques. *Cahiers de la Faculté des Sciences de l'Université de Genève*, n°19, p. 9-18.
- Hooke, J.M. (2006) – Human impacts on fluvial systems in the Mediterranean region. *Geomorphology*, n°79, p. 311-315.
- Hooke, R.L. (1999) – Spatial distribution of human geomorphic activity in the United States: comparison with rivers. *Earth Surface Processes and Landforms*, n°24, p. 687-692.
- Hooke, R.L. (2000) – On the history of humans as geomorphic agents. *Geology*, vol. 28, n°9, p. 843-846.
- Horton, R.E. (1933) – The role of infiltration in the hydrologic cycles. *Trans. Am. Geophys. Union*, n°14, p. 446-460.
- Horton, R.E. (1940) – An approach towards physical interpretation of infiltration-capacity. *Proc. Soil Sci. Soc. Am.*, n°5, p. 399-417.

- Horton, R.E. (1945) – Erosional development of streams and their drainage basins: a hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bulletin Geological Society of America* 56, 275-370.
- Howard, A.D., Kerby, G. (1983) – Channel changes in badlands, *GSA Bull.*, n°94, p. 739-752.
- Huang C, Bradford JM. (1990) – Depressional storage for Markovian-Gaussian surfaces. *Water Resources Research* n°26 (9), p. 2235–2242.
- Huang, C., Gascuel-Oudou, C., Cros-Cayot, S. (2001) – Hillslope topographic and hydrologic effects on overland flow and erosion. *Catena*, n°46, p. 177-188.
- Hupp, C. R., Carey, W. P. (1990) – Dendrogeomorphic approach to estimating slope retreat. *Maxey Flats, Kentucky. Geology*, n°18, p. 658–661.
- IPSEAU (2002) – Schéma directeur de référence pour la réduction des pollutions par les exploitations viticoles et vinicoles du département de Côte d'Or. 170 p.
- Joly, J. (1968) – Une formation quaternaire mal connue : les systèmes de base de corniche. *C. R. Acad. Sc.*, n°266, p. 559-562.
- Joy, T.J. (1982) – Accelerated erosion: Process, problems, and prognosis. *Geology* 10, 524-529.
- Kamphorst, E.C., Jetten, V., Guérif, J., Pitkänen, J., Iversen, B.V., Douglas, J.T., Paz, A. (2000) – Predicting depressionnal storage from soil surface roughness. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, n°64, p.1749-1758.
- Karlen, D.L., Ditzler, C.A., Andrews, S.S. (2003) – Soil quality: why and how? *Geoderma*, n°114, p.145-156.
- Kaste, J.M., Heimsath, A.M., Hohmann, M. (2006) - Quantifying sediment transport across an undisturbed prairie landscape using cesium-137 and high resolution topography. *Geomorphology*, n°76, p. 430-440.
- Kirkby, M.J. (1971) – Hillslope process-response models based on the continuity equation, *Spec. Publ. Inst. Br. Geogr.*, 3, p. 15-30.
- Kirkby, M.J. (2001)- Modelling the interactions between soil surface properties and water erosion. *Catena*, n°46, p. 89-102.
- Kirkby, M, Bracken, L., Reaney, S. (2002) – The influence of land use, soils and topography on the delivery of hillslope runoff to channels in SE Spain. *Earth Surf. Process. Landforms*, n°27, p. 1459-1473.
- Kirchner, J.W, Finkel, R.C., Riebe, C.S., Granger, D.E., Clayton, J.L., King, J.G., Megahan, W.F. (2001) – Mountain erosion over 10 yr, 10 k.y., and 10 m.y. time scales: *Geology*, vol. 27, n° 7, p. 591-594.
- Kosmas, C., Danalatos, N., Cammeraat, L.H., Chabart, M., Diamantopoulos, J., Farand, R., Gutierrez, L., Jacob, A., Marques, H., Martinez-Fernandez, J., Mizara, A., Moustakas, N., Nicolau, J.M, Oliveros, C., Pinna, G., Puddu, R., Puigdefabregas, J., Roxo, M., Simao, A., Stamou, G., Tomasi, N., Usai, D., Vacca, A. (1997) – The effect of land use of runoff and soil erosion rates under Mediterranean conditions. *Catena* 29, p. 45-59.
- Krause, A.K., Loughran, R.J., Kalma, J.D. (2003) – The use of ¹³⁷Cs to assess surface soil erosion status in a water-supply catchment in the Hunter Valley, New South Wales, Australia. *Australian Geographical Studies*, n°41, p.73-84.
- Lachiver, M. (1988) – Vins, vignes et vigneron, *Histoire du vignoble français*. Editions Fayard, 720 p.
- Laguacherie, P., Coulouma, G., Ariagno, P., Virat, P., Boizard, H. and Richard, G. (2006) – Spatial variability of soil compaction over a vineyard region in relation with soils and cultivation operations. *Geoderma*, in press.
- Lague, D. (2001) – Dynamique de l'érosion continentale aux grandes échelles de temps et d'espace : modélisation expérimentale, numérique et théorique. Thèse de Doctorat de L'université de Rennes 1.

- Lal, D. (1991) – Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Sciences Letters* 104, 424-439.
- LaMarche Jr, V.C. (1961) – Rate of slope erosion in the White Moutains, California. *Geol. Soc. America Bull.*, n°72, p. 1579.
- LaMarche Jr, V.C. (1963) – Origin and geologic significance of buttress roots of bristlecone pines, White Moutains, California. *U.S.G.S. Survey Prof. Paper*, n° 475, p. 149-150.
- LaMarche Jr, V.C. (1968) – Rates of slopes degradation as determined from botanical evidence. White Moutains, California. *USGS Professional Paper*, n°32, p. 341-377.
- Landry, D., Dousset, S., Andreux, F. (2006) – Leaching of orazylin and diuron through undisturbed vineyard soil columns under outdoor conditions. *Chemosphere*, n° 62, p. 1736-1747.
- Lang, A. and Hönscheidt, S. (1999) – Age and source of colluvial sediments at Vaihingen-Enz, Germany: *Catena*, n°38, p. 89-107.
- Langford, K.J. and Turner, A.K. (1972) – Effects of rain and depression storage on overland flow. *Trans. Inst. Eng., Aust. CE* 14 (2), p. 137-141.
- Larue, J.-P. (2002)- Small valley bottom deposits in the sandy districts of the Sarthe basin (France): climatic and/or human origin? *Geomorphology*, n°45, p. 309-323.
- Larue, J.-P. (2001) – La morphogenèse accélérée menace-t-elle les régions rurales de l'Ouest du bassin parisien ? *Géographie physique et Quaternaire*, n°55 (3), p. 243-255.
- Le Bissonnais, Y., Thorette, J., Bardet, C., Daroussin, J. (2002) – L'érosion hydrique des sols en France. *Rapport INRA-IFEN*, 106 p.
- Lebeau, M. (frère) (1986) – Essai sur les vignes de Côteaux des origines à 1789, CRDP, Dijon.
- Legouy, F. (2002) – La renaissance du vignoble des Hautes-Côtes de Beaune et de Nuits. Thèse de l'Université de Paris IV-Sorbonne.
- Leneuf, N., Lamouroux M. (1974) – Aspects minéralogiques et pédogénétiques des "limons rouges" des plateaux bourguignons, *Cahiers de l'ORSTOM, sér. Pédol.*, n°12, p. 103-114.
- Leonard, J., Andrieux, P. (1998) – Infiltration characteristics of soils in Mediterranean vineyards in Southern France. *Catena*, n°32, p. 209-223.
- Litzler, C. (1988) – Le ruissellement et l'érosion des sols dans le vignoble de Saône-et-Loire. Dossier de 6 livrets. C.A, D.D.A et C.R. de Saône-et-Loire.
- Loughran, R.J., Balog, R.M. (2005) – Re-sampling for soil ¹³⁷Cs to assess soil losses after a 19-year interval in a hunter valley vineyard, New South Wales, Australia. *Geographical Research*, n°44, p. 77-86.
- Macaire, J.-J., Bossuet, G., Choquier, A., Cocirta, C., Luca, P. (de), Dupis, A., Gay, I., Mathey, E., Guenet, P. (1997) – Sediment yield during late glacial and Holocene periods in the Lac Chambon watershed, Massif Central, France. *Earth Surface Processes and Landforms*, n°22, p. 473-489.
- Macdonald, L.H., Sampsons, R.W., Anderson, D.M. (2001) – Runoff and road erosion at the plot and road segment scales, St John, US Virgin Islands. *Geomorphology*, 26, p.251-272.
- Marchetti, M. (2002) – Environmental changes in the central Po Plain (northern Italy) due to fluvial modifications and anthropogenic activities. *Geomorphology*, n°44, p. 361-373.
- Martens, D.M. (1993) – Hydrologic inferences from tree-ring studies on the Hawkesbury River, Sydney, Australia. *Geomorphology* n°8, p. 147-164.

- Martin, Y. (2000) – Modelling hillslope evolution : linear and nonlinear transport relations. *Geomorphology*, n°34, p. 1-21.
- Martinez-Casasnovas, J.A., Ramos, M.C., Ribes-Dasi, M. (2002) – Soil erosion caused by extreme rainfalls events: mapping and quantification in agricultural plots from very detailed digital elevation models: *Geoderma* 105, p. 125-140.
- Martinez-Casasnovas, J.A., Concepcion Ramos, M., Ribes-Dasi, M. (2005) – On-site effects of concentrated flow erosion in vineyards: some economic implications. *Catena* 60, p. 129-146.
- McHenry, J.R., Ritchie, J.C. (1977) – Estimating field erosion losses from fallout cesium-137 measurements. IAHS Publications, n° 122, p. 26–33.
- Meade, R.H., Trimble, S.W. (1974) – Changes in sediment loads in rivers of the Atlantic drainage of the United States since 1900. Effects of Man on the Interface of the Hydrological Cycle with the Physical Environment, n°113. International Association of Hydrological Sciences, Wallingford, UK, p. 99-104.
- Meade, R.H. (1988) – Movement and storage of sediment in river system. In: Lerman, A., and Maybeck, M, eds., *Physical and chemical weathering in geochemical cycles*: Dordrecht, Netherlands, Kluwer Academic Publishers, p. 165-179.
- Mériaux, S., Chretien, J., Vermi, P., Leneuf, N. (1981) – La Côte viticole. Ses sols et ses crus. *Bull. Sci. Bourg.*, n°34, p. 17-40.
- Mesnier, G. (2000) – Etude du bassin-versant de la source karstique de la Bornue. Rapport de MST de Géologie Appliquée, Université de Franche-Comté, DIRE.
- Météo-France, Conseil général de la Côte-d'Or (1994) – Atlas climatique de la Côte d'Or, 130 p.
- Météo-France. Données pluviométriques de la station de Dijon-Longvic sur la période 1991-2000.
- Minasmy, B., McBratney, A.-B. (1999) – A rudimentary mechanistic model for soil production and landscape development. *Geoderma*, n°90, p. 3-21.
- Montgomery, D.R., Brandon, M.T. (2002) – Topographic controls on erosion rates in tectonally active mountain ranges. *Earth Sciences Letters*, 201, p. 481-489.
- Moore, I.D., Burch, G.J. (1986) – Sediment transport capacity of sheet and rill flow: application of unit stream power theory. *Water Resources Research*, vol. 22 (8), p. 1350-1360.
- Morelot, Dr. (1831) – Statistique de la vigne dans le département de la Côte d'Or. Imprimerie Brugnot, Dijon. 287p.
- Morgan, R.P.C. (2005) – *Soil Erosion and Conservation*. Third Edition. Blackwell Publishing, 312 p.
- Naudin, E. (1928) - Contribution à l'étude des Hautes-Côtes de Bourgogne, Dijon, Imprimerie Delorme.
- Navas, A., Machin, J., Soto, J. (2004) – Assessing soil erosion in a Pyrenean mountain catchment using GIS and fallout 137Cs. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, n°105, p. 493-506.
- Neboit, R. (1991) - *L'homme et l'érosion*. Publication de l'Université de Clermont-Ferrand, n°34, 269 p.
- O'Hara, S., Street-Perrott, F.A., Burt, T.B. (1993) – Accelerated soil erosion around a Mexican highland lake caused by prehispanic agriculture. *Nature*, n°362, p. 48-51.
- Onstad, C.A. (1984) – Depressional storage on tilled soil surfaces. *Trans. ASAE* 27 (3), p. 729–732.
- Ovuka, M., (2000) – More people, more erosion? Land Use, soil erosion and soil productivity in Murang'a district, Kenya, *Land Degrad. Develop.*, n°11, p. 111-124.

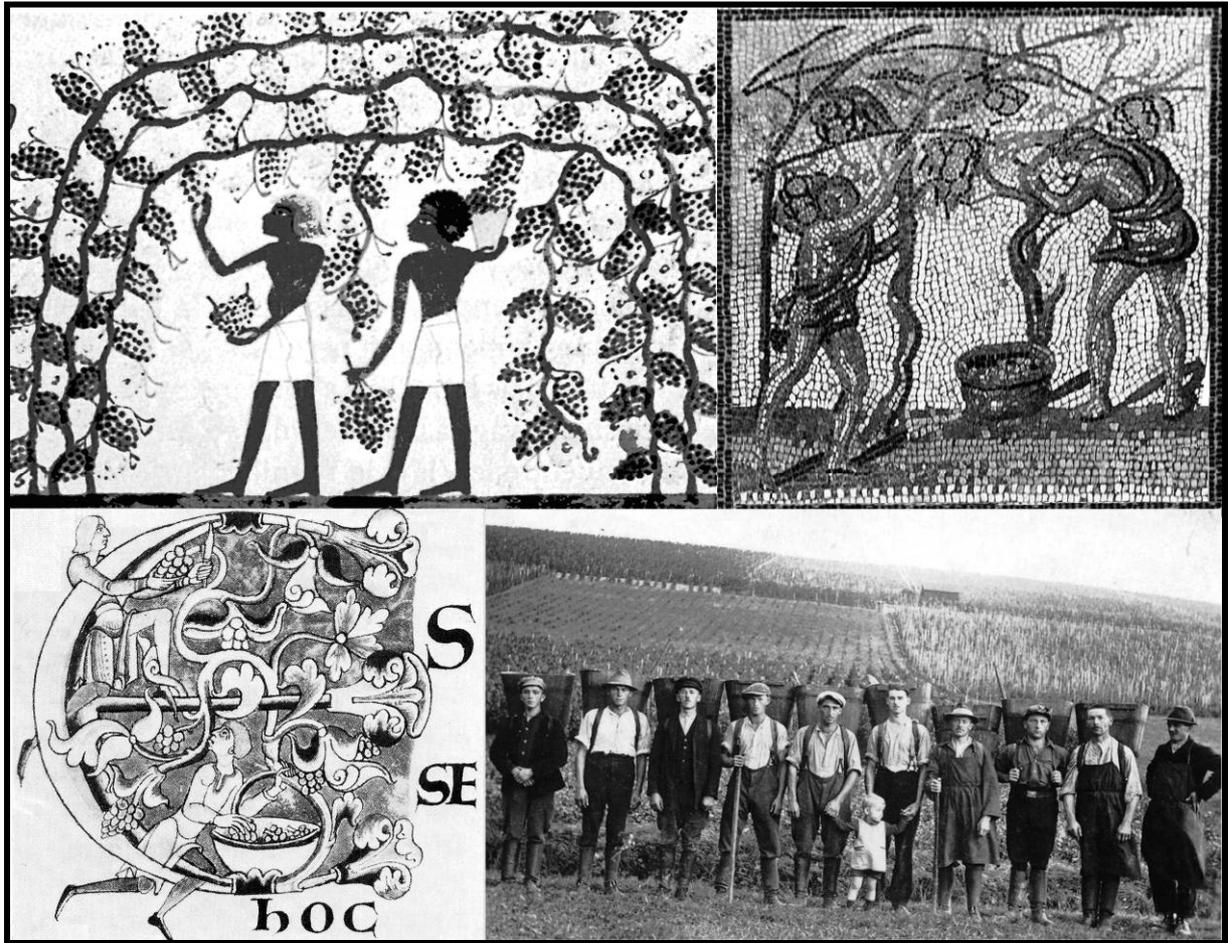
- Pasternack, G.B., Brush, G.S., Hilgartner, W.B. (2001) – Impact of historic land-use change on sediment delivery to a Chesapeake Bay subestuarine delta. *Earth Surface Processes and Landforms*, n°26, p. 409-427.
- Pelfini, M. and Santilli, M. (2006) – Dendrogeomorphological analyses on exposed roots along two mountain hiking trails in the Central Italian Alps. *Geogr. Ann.*, n°88, p. 223–236.
- Perriaux, L. (1951) – Contribution à l'étude morphologique du piedmont de la Côte d'Or beaunoise. *Bulletin de la Société Archéologique de Beaune*, 1^{er} fascicule hors-série, p. 7-9.
- Petit, C. (1993) – Un bassin d'avant pays de type pelliculaire : la Bresse au Plio-pléistocène. Thèse de l'Université de Bourgogne. 348 p.
- Pimentel, D., Allen, J., Beers, A., Guinand, L., Linder, R., McLaughlin, P., Meer, B., Musonda, D., Perdue, D., Poisson, S., Siebert, S., Stoner, K., Salazar, R., Hawkins, A. (1987) – World Agriculture and Soil Erosion. *BioScience*, vol. 37, n°4, p. 277-283
- Pimentel, D., Harvey, C., Resosudarmo, P., Sinclair, K. et al. (1995) – Environmental and economic costs of soil erosion and erosion conservation benefits. *Science*, n°286, p. 1117-1123.
- Pimentel, D., Skidmore, E.L. (1999) - Rates of soil erosion. *Science*, n°286, p. 1477-1478.
- Planchon, O., Esteves, M., Silvera, N., Lapetite, J.-M. (2001) - Microrelief induced by tillage: measurement and modelling of Surface Storage Capacity. *Catena*, n°46, p. 141-157.
- Poesen, J., Bryan, R. (1989) – Influence de la longueur de pente sur le ruissellement: rôle de la formation de rigoles et de croûtes de sédimentation. *Cahiers ORSTOM, Série Pédologie*, n°25 (1–2), p. 71-80.
- Poesen, J., Torri, D., Bunte, K. (1994) – Effects of rock fragments on soil erosion by water at different scales : a review. *Catena*, n°23, p. 141-166.
- Poesen, J., Wesemael, B.v., Govers, G., Martinez-Fernandez, J., Desmet, P., Vandaele, K., Quine, T., Degraer, G. (1997) – Patterns of rock fragment cover generated by tillage erosion. *Geomorphology*, n°18, p. 183-197.
- Poesen, J., Nachtergaele, J., Verstraeten, G., Valentin, C. (2003) – Gully erosion and environmental change: importance and research needs. *Catena*, n°50, p. 91-133.
- Porto, P., Walling, D.E., Ferro, V. (2001) – Validating the use of caesium-137 measurements to estimate soil erosion rates in a small drainage basin in Calabria, Southern Italy: *Journal of Hydrology*, n°248, p. 93-108.
- Porto, P., Walling, D.E., Tamburino, V., Callegari, G. (2003) – Relating caesium-137 and soil loss from cultivated land. *Catena*, n°53, p. 303-326.
- Quine, T.A. (1989) – Use of a simple model to estimate rates of soil erosion from caesium-137 data. *J. Water. Resour.*, n°8, p. 54-81.
- Quine, T.A., Walling, D.E. (1991) – Rates of soil erosion on arable fields in Britain: quantitative data from caesium-137 measurements: *Soil Use and Management*, n°17, p. 169-176.
- Ramos, M.C., Martinez-Casasnovas, J.A. (2004) – Nutrient losses from a vineyard soil in Northeastern Spain caused by an extraordinary rainfall event. *Catena* 55, p. 79-90.
- Rat, P. (1974) - Le système Bourgogne - Morvan – Bresse. *Géologie de la France*. Ed. Doin, Paris, p. 480-500.
- Rejman, J., Brodowski, R. (2005) – Rill characteristics and sediment transport as a function of slope length during a storm event on loess soil. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30, p. 231-239.

- Rémond, C. et al. (1972) – Notice de la carte géologique Gevrey-Chambertin (1/50 000)”. Ed. BRGM, 33 p.
- Rémond, F. (2005) – Prospection géophysique des versants de la Côte viticole. Mémoire de DEA, Dijon.
- Revel, J.C., Rouaud, M. (1985) – Mécanismes et importance des remaniements dans le Terrefort toulousain (bassin aquitain, France). *Pédologie*, n°35, p. 171-189.
- Ritchie, J.C., McHenry, J.R. (1990) – Application of radioactive fallout ¹³⁷Cs for measuring soil erosion and sediment accumulation rates and patterns: a review. *J. Environ. Qual.*, n°19, p. 215-233.
- Ritchie, J.C., Nearing, M.A., Nichols, M.H., Ritchie, C.A. (2005) – Patterns of soil erosion and redeposition on Lucky Hills Watershed, Walnut Gulch Experimental Watershed, Arizona. *Catena*, n°61, p. 122-130.
- Romero-Diaz, A., Cammeraat, L.H., Vacca, A., Kosmas, C. (1999) – Soil erosion at three experimental sites in the Mediterranean. *Earth Surfaces Processes and Landforms*, 24, p. 1243-1256.
- Römken, M.J.M., Helming, K., Prasad, S.N. (2001) – Soil erosion under different rainfall intensities, surface roughness, and soil water regimes. *Catena*, n°46, p. 103-203.
- Saint Jacob, P. (de) (1960, rééd. 1995). – Les paysans de la Bourgogne du Nord au dernier siècle de l’Ancien régime. 643 p.
- Salvador-Blanes, S., Cornu, S., Couturier, A., King, D., Macaire, J.-J. (2005) – Morphological and geochemical properties of soil accumulated in hedge-induced terraces in the Massif Central, France. *Soil and Tillage Research*, n°85, p. 62-77.
- Schaller, K., Emde, K. (2000) – Investigations on the influence of different soil tillage systems on soil erosion and surface runoff in hilly land sites. In: XXVème Congrès Mondial de la vigne et du vin, Section 1: Viticulture, p. 107-114.
- Schlösing, E.-H. (1899) – Manuel du vigneron. Editions Delarue, 212 p.
- Schmitt, A., Dotterweich, M., Schmidtchen, G. and Bork, H.-R. (2002) – Vineyards, hopgardens and recent afforestation effects of late Holocene land use change on soil erosion in northern Bavaria, Germany. *Catena*, n°51, p. 241-254.
- Schumm, S.A., Harvey, M.D., Watson, C.C. (1984) – *Incised Channels: Morphology, Dynamics and Control*. Water Resources Publications, Littleton, Colorado, 200 p.
- Shroder, J. Jr. (1980) – Dendrogeomorphology: review and new techniques of tree ring dating. *Progress in Physical Geography*, n°4, p. 161-188.
- Sirvent, J., Desir, G., Gutiérrez, M., Sancho, C., Benito, G. (1997) – Erosion rates in badland areas recorded by collectors, erosion pins and profilometer techniques (Ebro Basin, NE-Spain). *Geomorphology* 18, p. 61-75.
- Souchère, V., King, D., Daroussin, J., Papy, F., Capillon, A. (1998) – Effects of tillage on runoff directions: consequences on runoff contributing area within agricultural catchments. *Journal of Hydrology*, n°206, p. 256-267.
- Stauffer, D., Aharony, A. (1994) – *Introduction to percolation theory*. Taylor & Francis, London, revised second edition.
- Stocking, M. (1995) – Soil erosion in developing countries: where geomorphology fears to tread! *Catena*, n°25, p. 253-267.
- Strakhov, N.M. (1967) – *Principles of Lithogenesis*. Vol. 1, Oliver & Boyd, Edinburgh.
- Stroosnijder, L. (2005) – Measurement of erosion: It is possible ? *Catena* 64, p. 162-173.

- Strunk, H. (1997) – Dating of geomorphological processes using dendro geomorphological methods. *Catena*, n°31, p. 137-151.
- Summerfield, M.A., and Hulton, N.J. (1994) – Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins. *J. Geophys. Res.*, n°99, p. 13.871-13.883.
- Sweetkind, D.S., Blackwell, D.D. (1989) – Fission-track evidence of the Cenozoic thermal history of the Idaho batholith. *Tectonophysics* 157, p. 241-250.
- Takken, I., Jetten, V., Govers, G., Nachtergaele, J., Steegen, A. (2001) – The effect of tillage-induced roughness on runoff and erosion patterns. *Geomorphology*, n°37, p.1-14.
- Terhorst, B. (2000) – The influence of Pleistocene landforms on soil-forming processes and soil distribution in a loess landscape of Baden-Württemberg (south-west Germany). *Catena*, n°41, p. 165-179.
- Torri, D., Regües, D., Pelligrini, S., Bazzoffi, P. (1999) – Within-storm soil surface dynamics and erosive effects of rainstorms. *Catena*, 38, p. 131-150
- Toupet, C., Lemaître, P. et al. (2003) – Une plantation de vignes gallo-romaine, dans le Nord de la Gaule, à Bruyères-sur-Oise (Val-d'Oise). Actes du colloque AGER, 2000, à Besançon. PUF Franc-comtoises, p. 209-223.
- Trimble, S.W., Crosson, P. (2000) – U.S. soil erosion rates : Myth and reality. *Science*, n°289, p. 248-250.
- Tropeano, D. (1983) – Soil erosion on vineyards in the Tertiary piedmontese basin (Northwestern Italy). *Rainfall Simulation Runoff and Erosion*, De Ploey J. (ed.), Catena-Verlag: Braunschweig, pp.115-127.
- US Soil Conservation Service (1975) – Soil taxonomy: a basic system of soil classification for making and interpreting soil survey. *Agricultural Handbook n°436*, Government Printing Office, Washington, D.C.
- Usòñ, A. (1998) – Medidas de control de la erosión en suelos de viña de las comarcas Anoia-Alt Penedès (Barcelona): Efectividad y viabilidad. Ph.D. Thesis, University of Lleida, Lleida.
- Valentin, C., Bresson, L.-M. (1992) – Morphology, genesis and classification of surface crusts in loamy and sandy soils. *Geoderma*, n°55, p. 225-245.
- Van Der Perk, M., Jetten, V. (2006) – The use of a simple sediment budget model to estimate long-term contaminant export from small catchments. *Geomorphology*, n°79, p. 3-12.
- Van Dijck, S.J.E., (2000) – Effects of agricultural land use on surface and erosion in a Mediterranean area. Thèse de Doctorat de l'Université d'Utrecht, Netherlands Geographical Studies, n°263, 258 p.
- Van Dijck, S.J.E., Van Asch, T.W.J. (2002) – Compaction of loamy soils due to tractor traffic in vineyards and orchards and its effect on infiltration in southern France. *Soil & Tillage Research*, n°63, p.141-153.
- Vandaele, K., Poesen, J. (1995) – Spatial and temporal patterns of soil erosion rates in an agricultural catchment, central Belgium. *Catena*, n°25, p. 213-226.
- Vandaele, K., Poesen, J., Govers, G., Wesemael, B. (1996) – Geomorphic threshold conditions for ephemeral gully incision. *Geomorphology*, 16, p. 161-173.
- Vandekerckhove, L., Muys, B., Poesen, J., De Weerd, B., Coppé, N. (2001) – A method for dendrochronological assessment of medium-term gully erosion rates. *Catena*, n°45, p.123-161.
- Vandekerckhove, L., Poesen, J., Oostwoud, W., de Figueirido, T. (2006) – Topographical thresholds for ephemeral gully initiation in intensively cultivated areas of the Mediterranean. *Catena* n°33, p. 271-292.
- Vannier, F. (2003) – Analyse des données climatiques de Vosne-Romanée. Mémoire de DU « Vigne et Terroir ».

- Vannière, B., Bossuet, G., Gauthier, E. (2000)- Susceptibilité magnétique et indices polliniques marqueurs de l'impact anthropique et de la dynamique fluviale dans la basse vallée du Doubs (Jura, France) entre le Ier et le VIII^{ème} siècle après J.-C., C.R.Acad.Sci., n°331, p.203-210.
- Vanwelleghem, T., Van Der Eeckaut, M., Poesen, J., Deckers, J., Nachtergaele, J., Van Oost, K., Slenters, C. (2003) – Characteristics and controlling factors of old gullies under forest in a temperate humid climate: a case of study from the Meerdal Forest (Central Belgium). *Geomorphology*, n°56, p.15-29.
- Verstraeten, G., Poesen, J. (2001) – Factors controlling sediment yield from small intensively cultivated catchments in a temperate humid climate. *Geomorphology* 40, p. 123-144.
- Viguier, J.M. (1993) – Mesure et modélisation de l'érosion pluviale. Application au vignoble de Vidauban (Var, France). Phd thesis, Université d'Aix-Marseille II.
- Vogt, J. (1970) – Aspects de l'érosion historique des sols en Bourgogne et dans les régions voisines. *Annales de Bourgogne*, t. 42, fasc. 1, p. 30-50.
- Wainwright, J. (1996) – Infiltration, runoff and erosion characteristics of agricultural land in extreme storm events, SE France. *Catena*, 26, p. 27-47.
- Wainwright, J., Parsons, A.J., Michaelides, K., Powell, M. and Brazier, R. (2003) – Linking short and long term soil erosion modelling, in Lang, A., Henrich, K., and Dikau, R., eds., *Long term hillslope and fluvial system modelling*, Berlin, Germany, Springer-Verlag, p. 37-51.
- Walling, D.E., Quine, T.A. (1990) – Calibration of caesium-137 measurements to provide quantitative erosion rate data. *Land Degradation and Rehabilitation*, n°2, p.161-175.
- Walling, D.E., Collins, A.L., Sickingabula, H.M. (2003) – Using unsupported lead-210 measurements to investigate soil erosion and sediment delivery in a small Zambian catchment. *Geomorphology*, n°52, p. 193-213.
- Wilkinson, B.H. (2005). Human as geologic agents: A deep-time perspective. *Geology*, n°33, pp. 161-164.
- Wilkinson, B.H., McElroy, B.J. (2007) – The impact of humans on continental erosion and sedimentation. *GSA Bulletin*, n°119, p. 140-156.
- Wicherek, S. (1991) – Viticulture and Soil Erosion in the North of Parisian Basin; Example: the Mid Aisne Region. *Z. Geomorph. N.F. Suppl.-Bd* 83, p. 115-126.
- Wischmeier, W.H., Smith, D.D. (1958) – Rainfall energy and its relationship to soil loss. *Transactions of the American Geophysical Union*, n°39, p. 285-291.
- Wischmeier, W.H., Smith, D.D. (1978) – Predicting rainfall erosion losses. *UDSA Agricultural Handbook* n°537.
- Zhang, X., Qi, Y., Walling, D.E., He, X., Wen, A., Fu, J. (2006) – A preliminary assessment of the potential for using ²¹⁰Pbex measurement to estimate soil redistribution rates on cultivated slopes in the Sichuan Hilly Basin of China. *Catena*, n°68, p. 1-9.
- Zhang, X., Quine, T.A, Walling, D.E. (1998) – Soil erosion rates on sloping cultivated land on the Loess Plateau near Ansai, Shaanxi Province, China: an investigation using ¹³⁷Cs and rill measurements. *Hydrological Processes*, n°12, p. 171-189.

Annexes



Scènes de vendanges.

En Egypte, Thèbes, dans une tombe, représentation de -1500 avant J.C. (In Le journal du CNRS, n°188, 2005).

Mosaïque d'un calendrier agricole, début du III^{ème} siècle (musée de St Germain-en-Laye).

Enluminure, Bas Moyen-âge (in Lebeau, 1983)

Allemagne, années 1930, à Verrenberg, Bade-Wurtemberg (in Verrenberg-historich.de).

Annexe 1.

Origine du vignoble en France et en Bourgogne.

L'introduction de la culture du raisin en France : l'exemple des vignes antiques

Diverses espèces de vignes poussaient à l'état sauvage bien avant l'apparition de l'homme. La culture de certaines de ces espèces, et notamment celles permettant de faire du vin (*Vitis vinifera*), semble avoir commencée dans le sud du Caucase 6000 ans avant notre ère. La vigne est une liane qui a été domestiquée. La vigne en France a été introduite lors de la romanisation de la Gaule. Avant cette date, le vin était importé par le commerce avec les grecs en Gaule et transporté dans des amphores dont la quantité retrouvée sur les sites archéologiques gaulois témoigne de l'importance de ces échanges avec les zones productrices méditerranéennes. En Gaule romaine, des fouilles archéologiques ont permis de renseigner et de témoigner de l'activité viticole durant les premiers siècles de notre ère, soit par la présence d'aires de stockage dans les ensembles agricoles, soit par la présence de traces de pressoir, soit par la présence de vignes antiques (Brun, 2005).

Des vignes antiques ont ainsi été retrouvées sur l'ensemble viticole des Girardes, découvert dans la plaine du Tricastin, à Lapalud dans le Vaucluse (Boissinot et al., 2003). La fouille de ce site a révélée sur plusieurs hectares des milliers de fosses rectangulaires disposées en rangées (Figure A.1). Dans les structures d'habitats, les divers aménagements au sol permettent de supposer l'existence d'un pressoir. Une autre pièce adjacente est une pièce de stockage pour des tonneaux. En évaluant une production entre 35 et 60 hl/ha d'après les zones de stockage, cette capacité correspondrait donc à un vignoble de quinze hectares, ce qui concorderait avec la taille du vignoble reconnu par les fouilles sur le site des Girardes. La phase viticole est supposée débiter vers 0 et se terminer vers 300.

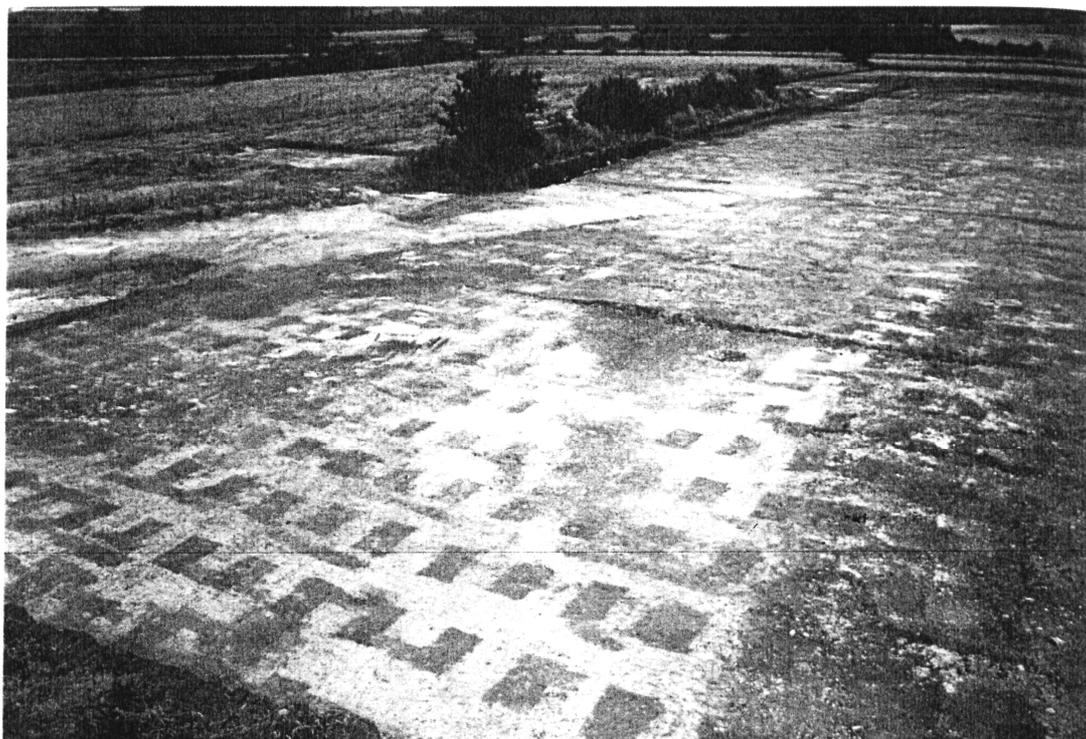


Figure A.1. Vue des fouilles sur le site viticole des Girardes Vue vers le N-E des champs d et e, fosses et creusements des provins, les Girardes (Lapalud, Vaucluse).

Les Fouilles à Bruyères sur Oise (Val d'Oise) en 1991-1995 ont révélé, sur une quinzaine d'hectares environ, 5000 petites structures identiques quadrangulaires (Toupet et al., 2003). Ces structures (Figure A.2) se présentent, en plan, sous la forme d'un rectangle aux coins arrondis

(40*20cm). La profondeur ne dépasse pas 25 cm. Elles ont la forme d'une pyramide inversée. Alignées en file indienne, à intervalle régulier tous les 40 cm, elles constituent des rangs eux-mêmes équidistants de 2 à 2.5 m. Ces lignes de structures sont soit rectiligne et parallèles entre elles, soient agencées en lige brisée, soit encore en ligne entrecroisées, soit en ligne ondoyante. Ces structures sont datées par chronologie relative (emprise de fossés et occupation antérieure et postérieure datée au ¹⁴C) au plus tard dans la seconde moitié du II^{ème} siècle.

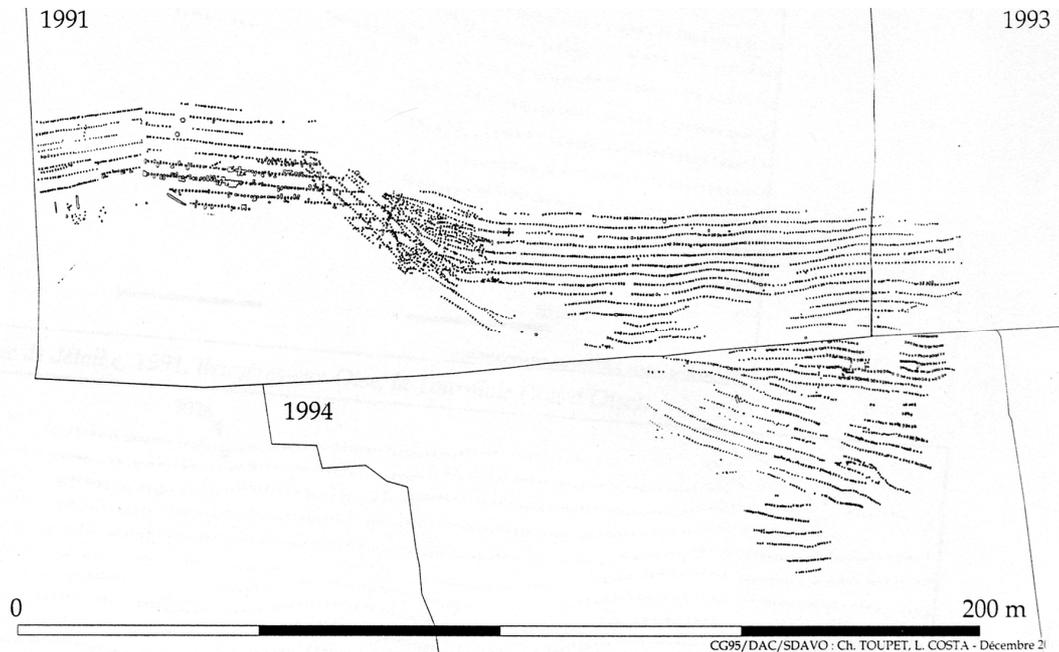


Figure A.2 Plan des implantations de provins sur le site viticole de Bruyères-sur-Oise. Vue de détail des structures de creusement à Bruyères-sur-Oise, la Tourniole (Val-d'Oise).

Ces fosses ont été d'abord interprétées selon plusieurs hypothèses : trous de poteaux, fosses de pieux, plantations d'asperges. Mais le fait que ces trous soient implantés en zone humide, qu'ils ont tous la même profondeur, et qu'il y ait la présence de fossés latéraux (témoins de la pratique du marcottage ou provignage) suggère que ces trous témoignent de l'implantation d'une vigne antique. De plus, l'orientation générale du réseau de fosse de plantation Est/Ouest similaire à l'orientation privilégiée des vignes actuelles dans le Nord de la France semble corroborer cette forte impression de recherche d'insolation maximum pour des plants de vignes à l'époque gallo-romaine. Cette plantation délibérée des Romains de la vigne dans des zones si humides dénote peut être souci de recherche d'abondance de jus de raisin au détriment de concentration d'arôme et de sucres résiduels dans les vins par la limitation des arrosages. Certains agronomes latins (Pline, De Rustica, Livre XVII, in Gauthier et Joly, 2003) conseillent aux vignerons de planter la vigne dans des terrains de nature diverse afin que, selon la météorologie de l'année, la quantité de vendanges des vignobles les plus productifs compense celle des vignobles des terrains pour lesquels l'année n'a pas réussi.

Origine du vignoble en Bourgogne : témoignages archéologiques

« Au temps de César, alors que la viticulture n'était encore que mentionnée que dans la partie méditerranéenne de la Gaule, il eût été difficile de prévoir la valeur que devait prendre plus tard la côte de Bourgogne. Resserrée entre les Rocailles des hauteurs et les bas-fonds de la plaine de la Saône, comme le fait ressortir la plus ancienne description que nous possédions du Pays, la partie de la Côte susceptible d'agriculture était trop étroite pour pouvoir nourrir, par la culture des céréales, une population nombreuse. Les forêts qui s'étalaient dans [la] plaine humide [de la Saône], et celles qui recouvraient les sols pierreux des hauteurs dominant la rive droite de la rivière étaient bien près de se confondre en une seule et même masse, à l'intérieur de laquelle la mince traînée d'éboulis que nous nommons aujourd'hui Côte d'Or comptait pour peu de choses. » Brun, 2005.

La culture de la vigne se serait développée au nord de la Narbonnaise grâce à la mise au point d'un plant résistant au froid, l'allobrogica. A partir du premier siècle ap. JC, la vigne dépasse la ligne des Cévennes et s'étend aux environs de Vienne. Pour le vignoble bourguignon, le plus ancien témoignage de la présence de la vigne sur la Côte se trouve dans le discours de l'empereur Constantin dans les premières années du IV^e siècle (Brun, 2005). En 312, un discours de remerciement adressé à l'empereur par les habitants d'Autun signale un vignoble réputé sur la Côte de Nuits et de Beaune (« pagus Arebrignus »), mais qui décrit un vignoble en très mauvais état. Ce texte n'établit pas de date de début de l'introduction de la vigne dans ce *pagus*. Cependant, deux éléments ressortent de ce texte (Brun, 2005) : d'une part il énonce que le vignoble est installé sur la Côte de Nuits et dans la plaine, et d'autres part qu'il existe depuis un certain temps puisque les ceps ont eu le temps de se régénérer tant de fois que leur racines descendent profondément dans le sol.

Selon Dion (1959), la présence du vignoble dans l'Est de la France est plus précoce. Dans le Jura, un texte daté de 70 ap. J.C. évoque du vin, mais peut être s'agit-il du vignoble viennois. La carte archéologique (Figure A.3) de la Bourgogne montre qu'il existe quelques indices d'une activité viticole en gaule romaine, par exemple la villa des Tuilières à Selongey (21), où des pépins de raisins carbonisés (vigne domestiquée) ont été retrouvés (100-250 ap. JC). A Lournand (71), des pépins de raisins, ainsi qu'une cuve et un pressoir ont été retrouvés (II-III siècles). D'autres pressoirs ont été retrouvés à Noyers-sur-Serein (89) et à Champvert (58). Enfin, des pépins de raisins ont été retrouvés dans de nombreux lieux et sont généralement datés du II au IV^e siècle ap. J.C. De nombreux outils (serpettes) liés à la viticulture ont été retrouvés dans différents endroits. De nombreux objets archéologiques plus fréquents ne permettent pas en revanche de corréliser leur présence à celle d'une activité viticole, notamment les amphores vinaires et les tonneaux. Ce problème se pose également pour les représentations sur stèles funéraires qui ne constituent en aucun cas un argument pour signaler la présence de vigne à l'endroit de la découverte.

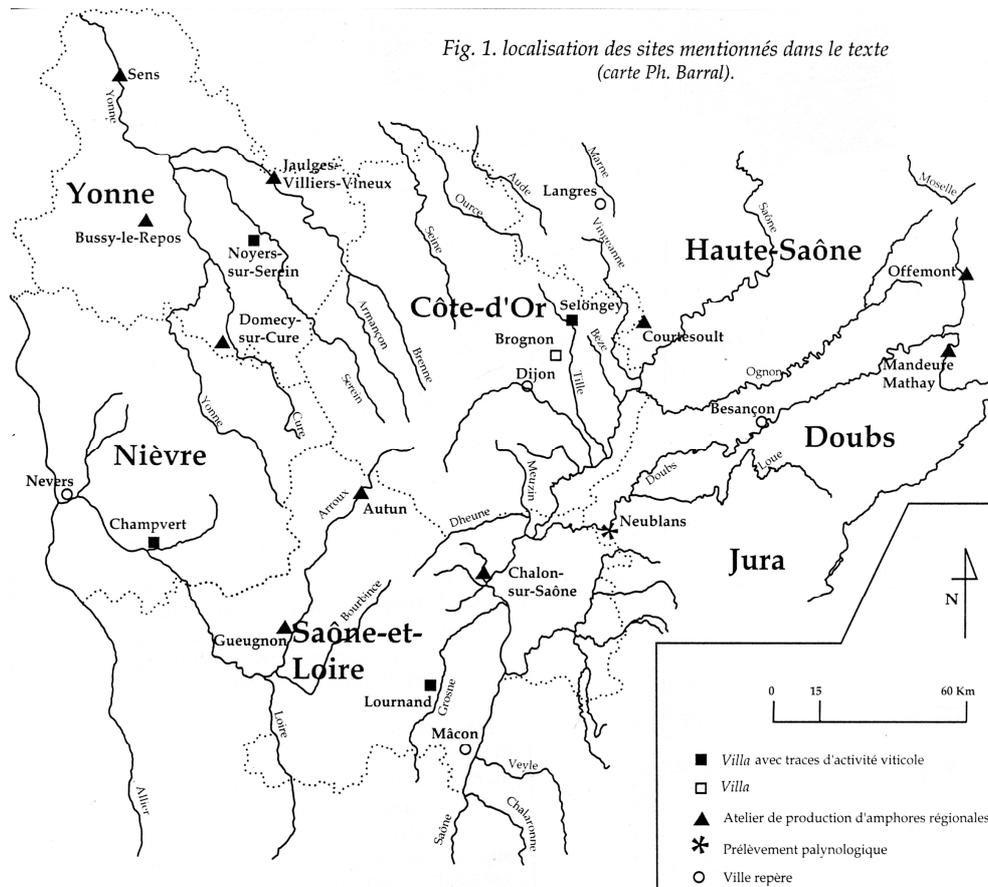


Figure A.3 Carte archéologique de la Bourgogne mentionnant les données à contenu viticole (in Gauthier et Joly, 2003).

En Franche Comté, un sondage dans un paléochenal du Doubs (Neublans, Figure A.3) a permis de mettre en évidence par analyse palynologique des séquences sédimentaires la présence de vignoble durant les deux premiers siècles ap. J.C. (Gauthier et Joly, 2003 ; Vannièrè et al., 2003), avec deux types de taxons (*Vitis sylvestris* et *Vitis vinifera*), avec un pourcentage élevé (1 à 4%). Or, dans les régions viticoles actuelles, les pourcentages de pollen annuel dans l'air ne dépassent pas 0.5%. Les études montrent que ce taxon est un faible pollinisateur et que sa dispersion pollinique est très faible. Au milieu de la vigne, les pourcentages de pollen de *Vitis* varient entre 2.5 et 7%. A un mètre de la vigne, ce pourcentage chute à 0.5%. Ils sont quasi nuls à 2 mètres de la vigne. Ainsi, le fort pourcentage de *Vitis* dans le forage de Neublans s'explique par la présence d'un relief de coteau où les eaux de ruissellement ont drainées les pollens en bas de coteau.

S'il existe des arguments quant à la présence de vigne et de production viticole en Bourgogne d'après les textes et les quelques marqueurs archéologiques, à ce jour aucune vigne antique n'a été retrouvée directement en Bourgogne. La question de savoir si la vigne était déjà présente ou non à l'époque romaine en Bourgogne est résolue. En revanche, la phase d'implantation, la localisation et l'ampleur de l'implantation de la vigne dans le paysage agraire gallo-romain constitue une problématique pour laquelle il n'existe à l'heure actuelle aucun élément de réponse.

Annexe 2.

Sur les remontées de terre.

Les remontées de terre constituent une pratique – universelle (Vogt, 1970 ; Zhang et al., 2006)– qui est diversement appréciée par le monde viticole, mais elles sont essentiellement pratiquées lors de nouvelles plantations pour reconstituer un stock de sol essentiel à l’implantation des nouveaux plants de ceps, ou bien pour combler localement un déficit de sol, suite à un orage ou plus sporadiquement lors des travaux d’entretien de la vigne.

Les matériaux qui sont remontés ont trois origines possibles. Lorsque les parcelles sont équipées de systèmes de récupération, les matériaux peuvent être directement réintroduits dans la parcelle. Lorsque les versants sont équipés de bacs de décantation, les sédiments peuvent être utilisés par tous les viticulteurs de la commune. Enfin, certaines remontées de terre concernent des matériaux beaucoup plus exogènes (limons des plateaux et de la plaine). Ces pratiques dépendent fortement des traditions propres à chaque coteau, et à chaque viticulteur (Gadille, 1967). Enfin, les remontées de terre font partie des recommandations légales (Litzler, 1988).

Les remontées de terre sont un élément indiscutable de la constitution des sols viticoles, et sont intégrées dans le cycle sédimentaire qui régit la distribution des stocks de sols sur les versants de la Côte. Si elle est rarement indexée dans les calendriers culturels, la lecture des archives relatives à l’histoire des vignobles démontre que cette pratique n’est pas récente. Quelques exemples (com. pers. de C. Petit) montrent que les vignobles ont toujours fait l’objet de remontées de terre.

Ainsi, à Vosne-Romanée, « même le clos prestigieux de la Romanée-Conti a nécessité très anciennement des remontées de terres. L’illustre clos reçut en 1749 “ 150 voiture de terre neuve en gazon, prise sur la montagne ”. De même, en 1785, et 1786, on creusa près du bas de la vigne et on enleva 800 tombereaux de terre qui furent répandus dans les endroits dénués de terre ». (ADCO, pièces relatives aux ventes des biens nationaux, cité par Lavalley (1855) cité par R. Gadille, 1967, p.95).

A Nuits-Saint-Georges, à la fin du 18^{ème} siècle, «les terres du bas sont reportées vers le haut tous les 10 ou 12 ans... » (P. de Saint Jacob, 1995, p.285)

A Chenôve, « c’est aussi en automne que, certaines années, il fallait *reterrer* le clos : au mois d’octobre 1383 [...], de la terre est prise au lieu-dit *La Chaume de Marsannay* et portée dans le clos : 691 journées d’ouvriers furent nécessaires [...]. Les pluies entraînaient la terre dans le bas des parcelles, il fallait donc la remonter. Cette terre venait aussi compléter le buttage des ceps, préventifs du gel » (Beck, 1996 ; Beck *et al.*, 1999).

Annexe 3.

Mesures d'infiltrométrie : différenciation d'un domaine rang/interrang

Méthodologie.

Pour caractériser la variabilité de l'infiltration des sols viticoles au sein du système Rang/Interrang, des essais d'infiltrométrie ont été effectués par infiltromètre à disque (« Trims », prototype de l'INRA de Rennes, Figure A.4). Ces mesures ont été réalisées au cours de l'été 2004 en conditions non pluvieuses, sur les trois versants de l'étude. L'objectif de ces mesures était de mettre en évidence l'effet de la compaction des sols sur réduction de la perméabilité des sols dans le domaine interrang (IR), par rapport à une perméabilité de rang (R). La mesure consiste à faire des tests couplés d'infiltrométrie (en R et en IR) pour mesurer la variabilité de la conductivité hydraulique à saturation des premiers centimètres sous la surface. Les mesures ont été faites sur chaque versant depuis l'amont vers l'aval. Les points de tests sont distants d'une cinquantaine de mètres (Figure A.4). Au total, une soixantaine de mesures sur l'ensemble des trois sites a été réalisée. Les mesures ne concernent que des parcelles désherbées, et qui figurent dans le lot des parcelles de l'étude.

Tous les tests ont été faits à potentiel nul ($h=0$). Cette calibration de l'infiltromètre permet de mesurer la macroporosité, c'est-à-dire celle qui va conditionner l'écoulement à saturation, puisque elle est responsable des forts écoulements dans le sol.



Figure A.4. L'infiltromètre à disque Trims dans un interrang à Vosne-Romanée. Sur la carte, la position des points de mesures le long du versant.

Résultats

Les résultats des tests sont présentés sur la Figure A.5.

Cette figure présente les valeurs du débit du tube (en mm/h) en fonction des différents tests. Ces valeurs ne sont calibrées pas en débit dans le sol : elles correspondent à la vitesse d'écoulement de l'eau dans le tube. Ce diagramme montre que les débits R sont toujours supérieurs aux débits IR, indépendamment des sites étudiés. La variabilité des débits R est plus grande que la variabilité IR. Le débit moyen est de 18 ± 13 mm/h pour le domaine R, et de 6 ± 3 mm/h pour le domaine IR. Les débits R sont jusqu'à 15 fois plus élevés que le domaine IR. On note que les débits évoluent selon les mêmes tendances.

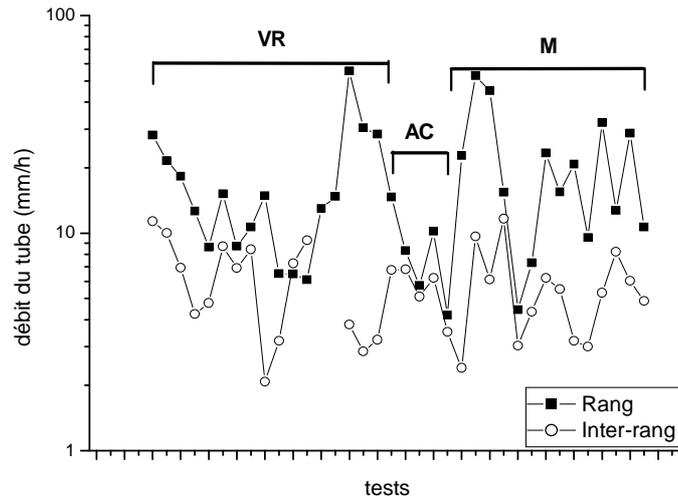


Figure A.5. Valeurs des débits de la colonne d'eau de l'infiltromètre en domaine R et IR sur les sites de Vosne-Romanée (VR), Aloxe-Corton (AC), et Monthélie (M).

De manière générale, les valeurs relatives de perméabilité en IR sont homogènes sur l'ensemble des trois sites étudiés. La très forte variabilité des mesures faites au rang peut être rattachée aux perturbations d'origines biologiques (lombrics, racines), mécaniques (griffages inter-ceps) mais également aux hétérogénéités granulométrique et lithologique. Ainsi, l'effet majeur du passage des engins agricoles est la réduction de la perméabilité au niveau de l'interrang vers une valeur limite de conductivité hydraulique à saturation, et **ceci à l'échelle des trois sites étudiés**.

D'après l'instrumentation utilisée (Adamiade, 2004), la vitesse d'infiltration du sol équivaut au débit de la colonne d'eau de l'infiltromètre selon l'expression :

$$Q_{\text{trims}} = q_{\text{tube}} * (r/R)^2$$

Avec r le rayon du tube (1 cm), et R le rayon du disque (4 cm). Dans notre cas, on peut donc estimer que ces vitesses sont de l'ordre de 67 ± 48 mm/h en domaine R, et de 22 ± 9 mm/h en domaine IR, c'est-à-dire que l'eau s'infiltré en moyenne 4 fois moins vite en IR.

Annexe 4.

Contextes climatiques.

Introduction.

« Le 28 juillet 1900 à 4 heures du soir un épouvantable orage – sorte de cyclone- s’abat sur les environs de Dijon. Dans la Côte – de Dijon à Vosne-, récoltes et propriétés sont grêlées et ravinées. Dans l’Arrière Côte, le spectacle est plus navrant encore. Les cultivateurs perdent leurs récoltes. À Reulle-Vergy, la situation est poignante. Les vignes dénudées, hachées, sont de plus à demi-arrachées. Les pépinières mutilées servent de lits aux torrents qui surgissent de toutes les directions. Les jardins sont dévastés : il n’y a plus ni fruits, ni légumes, ni fleurs. C’est, les cadavres en moins, l’horreur d’un champ de bataille après le combat. »

Vision de l’orage de 1900 par Ernest Naudin (notes journalières).

Cette partie s’intéresse à caractériser la pluviométrie de chacun des 3 sites, et à en déterminer les différences et les similitudes. Pour ce faire, l’analyse de la variabilité temporelle et spatiale du climat s’appuie sur les données journalières, mensuelles et annuelles disponibles pour chacun des trois sites étudiés.

A l’échelle de la Côte d’Or, la côte viticole se présente comme une zone où l’intensité des pluies est plus importante que sur le reste du département (Figure A.6). La quantité de pluie précipitée pour des événements de temps de retour de 10, 20 ou 50 ans est toujours plus importante sur l’axe Dijon-Beaune. Un pôle de concentration est marqué autour des villages de Vosne-Romanée et de Nuits-St-Georges. L’existence de ce pôle est en partie expliquée par la présence d’une station météo à Vosne-Romanée. D’après ces cartes, des événements supérieurs à 70 mm/jour se produisent tous les 10 ans, supérieurs à 80 mm/jour tous les 20 ans, et supérieurs à 90 mm/jour tous les 50 ans. A Dijon, 25 orages par an sont enregistrés.

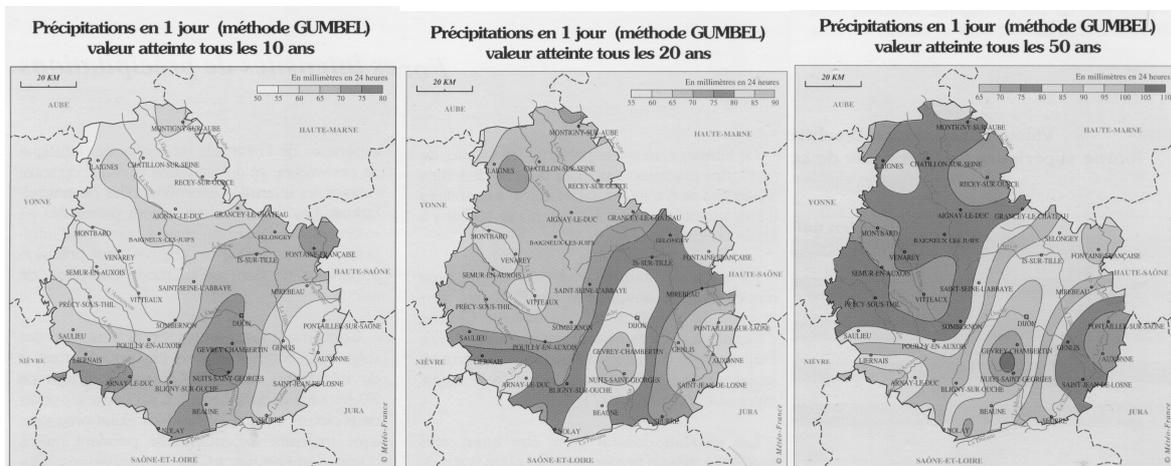


Figure A.6. Cartographies des pluviométries journalières exceptionnelles selon 3 temps de retour (10-20-50 ans) dans le département de Côte-d’Or (Météo-France, 1994).

Pour comparer la pluviométrie des sites de Monthélie, de Vosne-Romanée et d’Aloxe-Corton, les données pluviométriques de 6 sites de référence de la Côte-d’Or ont été utilisées (Figure A.7). Ces stations sont des stations Météofrance, DL étant une station climatique complète, les autres uniquement pluviométriques et thermométriques. Pour toutes les stations, le pas de temps des enregistrements est journalier, celui de DL est une station à enregistrement continu.

Plusieurs types de données ont été utilisés :

1. Analyse des données mensuelles, le but étant de déterminer la quantité et la disparité des Pp mensuelles à l’échelle de la Côte. Deux périodes d’enregistrements ont été considérées : une première sur la période 1951-1980, une deuxième sur la période 1991-2000. Les quantités de pluies mensuelles sont comparées de site à site.

2. Analyse des précipitations journalières (PpJ), à partir des données sur la période 1991-2000 de la station de Vosne-Romanée (VR), données de la Romanée-Conti (Vannier, 2003).
3. Analyse de l'intensité des événements pluvieux, pour étudier la distribution des intensités au cours de l'année. Les données d'enregistrements de la station de Dijon-Longvic (DL) sur la période 1982-1998.

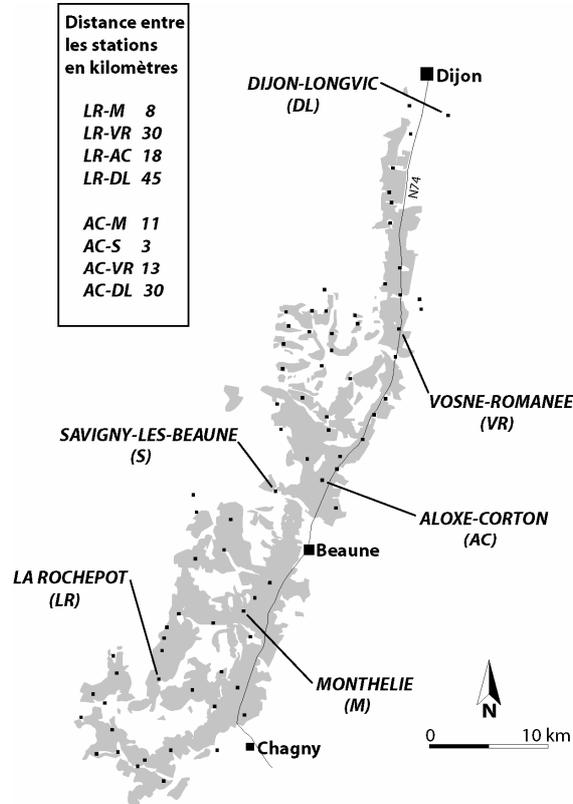


Figure A.7. Carte de la Côte viticole et distribution des stations météorologiques utilisées

a. Analyse des données pluviométriques mensuelles

Pluviométrie mensuelle sur la période 1951-1980.

La comparaison des données à partir des stations de Savigny-lès-Beaune (S), de La Rochepot (LR) et de Vosne-Romanée (VR) est présentée sur la Figure A.8. Il pleut en moyenne entre 40 et 80 mm par mois au cours de l'année. Sur 40 ans, la moyenne des Pp mensuelles est relativement homogène à l'échelle de la Côte. Les mois d'Avril et de Juillet sont les moins pluvieux, le mois d'Août est le plus pluvieux.. On peut noter la légère différence de S qui est légèrement moins pluvieux que VR et LR.

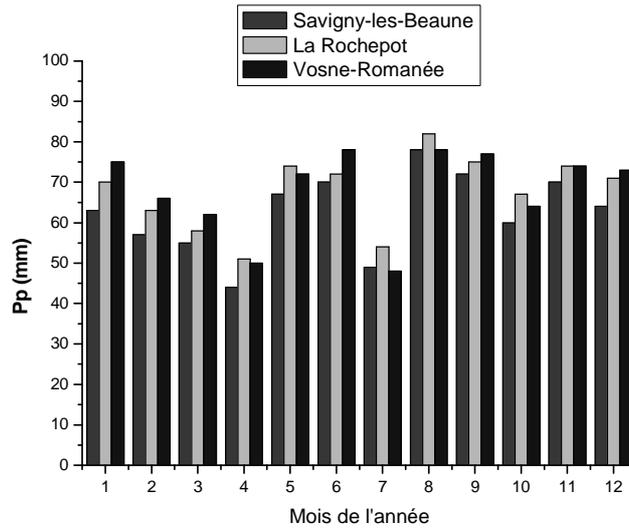


Figure A.8 Moyenne des Pp mensuelles pour la période 1951-1980 sur S, VR et LR.

Les coefficients de corrélation linéaire de site à site sont pour LR-S, VR-S, et pour VR-LR respectivement de 0.96, 0.87 et 0.87 (à 95%). Ainsi, les climats de LR et AC sont plus proches entre eux que les climats de VR et celui d'AC.

Pluviométrie mensuelle sur la période 1991-2000.

La même analyse est faite à partir des données pour la période 1991-2000, mais à partir des données de LR, VR et AC, c'est-à-dire les trois sites de l'étude (Figure A.9). Le mois de Novembre est le mois le plus pluvieux. En comparaison avec la période 1951-1980, la distribution des pluies est relativement similaire.

Entre les trois sites de l'étude, la pluviométrie mensuelle est relativement homogène. Vosne-Romanée est plus arrosé que les autres sites en hiver, mais légèrement moins en été. Il y a une meilleure corrélation entre LR et AC, et fréquemment les quantités de pluie sur AC, qui se situe géographiquement entre VR et LR, sont les quantités intermédiaires entre les quantités des deux autres sites.

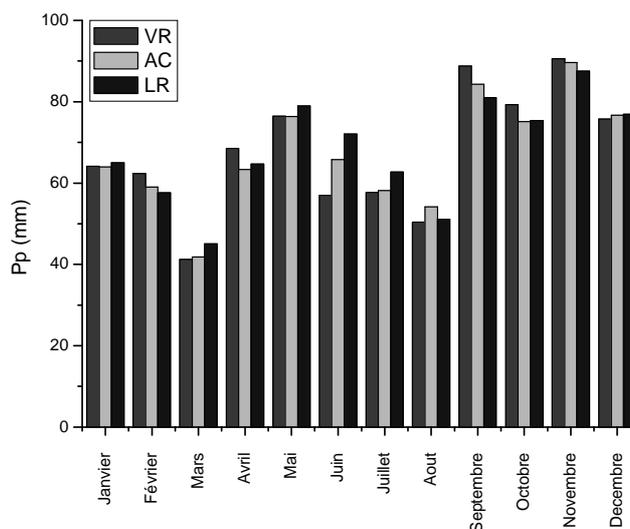


Figure A.9 Moyenne des Pp mensuelles pour la période 1991-2000 sur LR, VR et AC

Les coefficients de corrélation linéaires sont pour les comparaisons VR-AC, LR-AC et VR-LR respectivement de 0.99, 0.93 et de 0.97 (n=120, 95%). Les corrélations de mois à mois sont toujours supérieures à 0.9 pour les trois sites de Septembre à Avril. En étudiant la pluviométrie mensuelle individuellement pour chaque année de cette période, on constate qu'il existe des différences entre les sites d'enregistrement, notamment pour les mois de Mai à Août (Figure A.10). Les climats de AC et LR sont très proches ($r^2 > 0.75$). Les périodes chaudes montrent des différences en termes de quantité de pluie sur chacun des sites, bien que cette différence s'estompe avec la période d'observation.

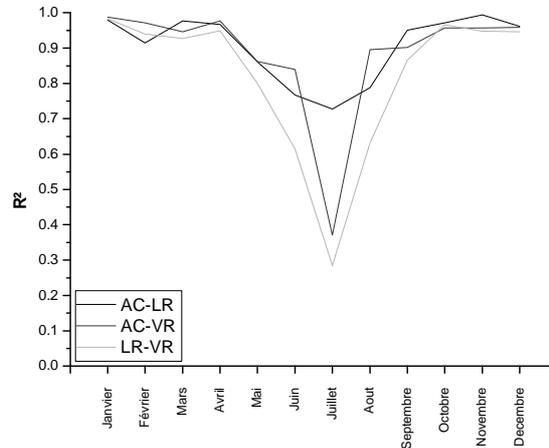


Figure A.10 Evolution des taux de corrélations (1991-2000) des Pp mensuelles au cours de l'année.

b. Analyse des données pluviométriques journalières.

Les données pluviométriques journalières ont été étudiées sur la période 1991-2000, à partir des stations de VR, AC et LR. Les corrélations sont faites de site à site. Pour étudier ces corrélations, deux cas ont été distingués. Le premier cas tient compte des précipitations nulles ou positives (Figure A.11), le second des précipitations strictement positives (Figure A.12).

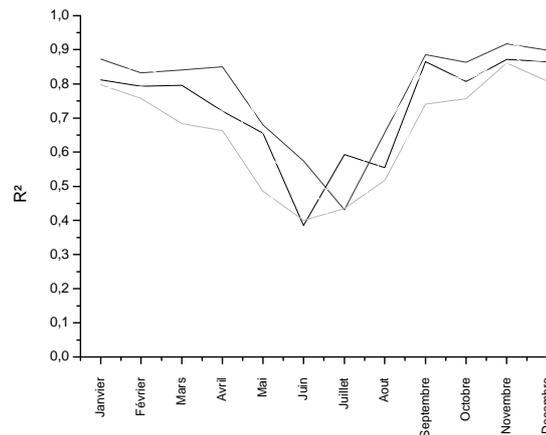
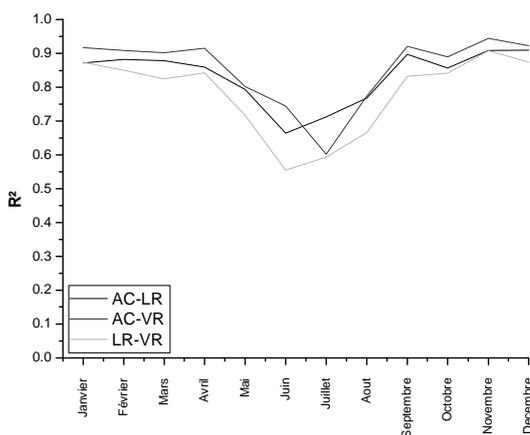


Figure A.11 (gauche) Coefficients de corrélations mensuelles (1991-2000) des PpJ ≥ 0 au cours de l'année.

Figure A.12 (droite) Coefficients de corrélations (1991-2000) des PpJ > 0 au cours de l'année.

D'après ces graphiques, deux phénomènes pluviométriques peuvent être mis en évidence. De septembre à Avril, lorsqu'il pleut sur un site, il pleut également sur les autres sites et dans des quantités équivalentes. De Mai à Août, une pluie ressentie sur un site ne l'est pas systématiquement

sur un autre site. Les pluies et orages d'été sont donc souvent localisés, et bien que les quantités mensuelles soient équivalentes, ces événements ne sont pas simultanés.

c. distribution et récurrence des événements extrêmes.

Dans cette partie on s'intéresse à la distribution et de la récurrence des événements au cours de l'année (quantité et intensité). Pour ce faire, les enregistrements des stations de VR, AC et LR ont été utilisés pour déterminer le temps de retour des pluies à un pas de temps journalier, tandis que les données d'intensité ont été extraites des données enregistrées par la station météorologique de Dijon Longvic.

Récurrence des événements extrêmes au cours de l'année.

La Figure A.13 présente d'abord le nombre de jours pluvieux par an en fonction de la quantité de pluie par événement, sur la période 1991-2000. On constate que cette distribution est homogène sur l'ensemble des trois sites, ce qui confirme l'analyse mensuelle. Il pleut en moyenne 177 j/an sur VR, 164 j/an sur AC et 157 j/an sur LR. Pour tous les sites, 95% des pluies sont inférieures à 20 mm, et seul 1% des pluies sont supérieures à 30 mm.

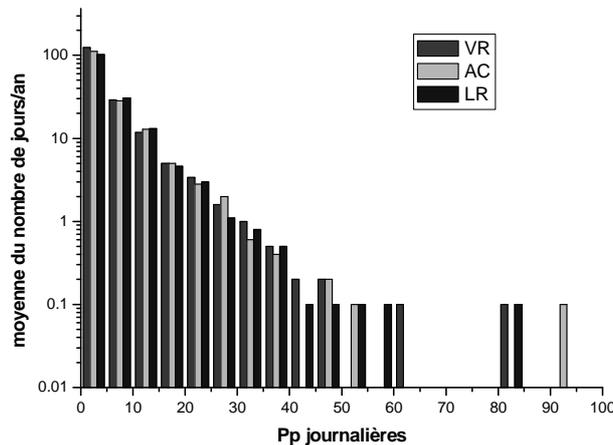


Figure A.13 Nombre moyen de jours pluvieux par an en fonction de PpJ (1991-2000)

La Figure A.14 présente la récurrence de ces précipitations. Les temps de retour des pluies « faibles », inférieures à 20 mm, sont comparables pour les trois sites. En revanche, le comportement des pluies plus importantes, supérieures à 20 mm, diffère pour chacun des trois sites, avec des pluies plus marquées sur VR. Cette observation est semblable avec l'analyse précédente qui a mis en évidence le caractère particulier de VR par rapport à AC et LR. Si une différence existe entre ces trois sites, c'est que les pluies de Mai à Août ne sont pas simultanées et de quantités légèrement plus grandes sur Vosne-Romanée.

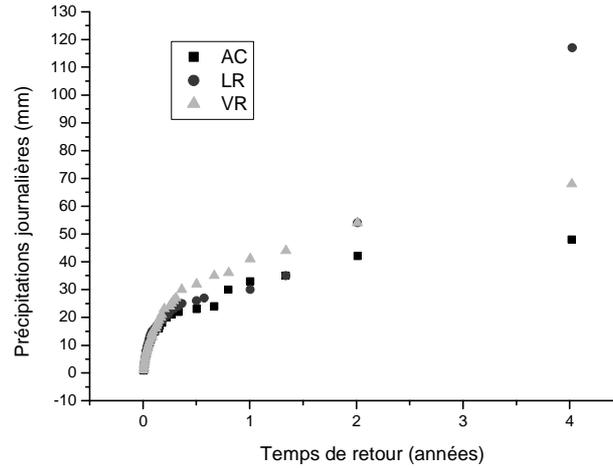


Figure A.14 Temps de retour des PpJ (1991-2000)

Distribution de l'intensité des événements au cours de l'année.

Les données de la station pluviométrique de Dijon-Longvic ont été analysées. Ces données représentent un fichier d'enregistrement continu de la pluviométrie sur la période 1982-1998. Les séquences pluviométriques ont été enregistrées à un pas de temps variable, mais toujours supérieurs à 6 minutes. Cette résolution est la plus forte pour l'ensemble de la Côte, et permet d'avoir non seulement une idée du comportement du climat à un pas de temps précis, mais surtout renseigne sur le comportement des pluies en terme d'intensité. Ces données constituent une base de données exceptionnellement précise sur la pluviométrie locale, en nuancant toutefois sa portée puisque la station est située en plaine, à quelques kilomètres de la Côte.

Le séquençage dépend de l'évolution de l'intensité de la pluie au cours de cet événement, car l'enregistrement s'arrête lorsque la pluie s'interrompt. On peut d'abord étudier la relation entre l'intensité moyenne des pluies en fonction de la durée d'un événement. S'il apparaît qu'il n'y a pas de relation entre la quantité de pluie et la durée d'un événement, on constate que plus un événement est bref, plus l'intensité moyenne est forte (Figure A.9). Cette figure montre également que les événements sont plus intenses de Mai à Octobre essentiellement pour les événements dont la durée est inférieure à 18 minutes.

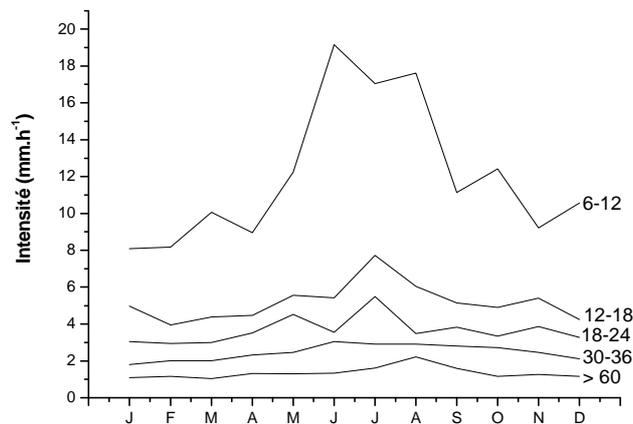


Figure A.15. Distribution de l'intensité moyenne des événements pluvieux en fonction des mois de l'année, selon la durée de ces événements.

La Figure A.16 présente le pourcentage cumulé des pluies en fonction des mois de l'année et en fonction de leur intensité moyenne, indépendamment de leur durée. Ainsi, de Septembre à Avril,

plus de 95% des événements ont une intensité inférieure à 20 mm/h, et 90% des événements pour la même période ont une intensité inférieure à 10 mm/h.

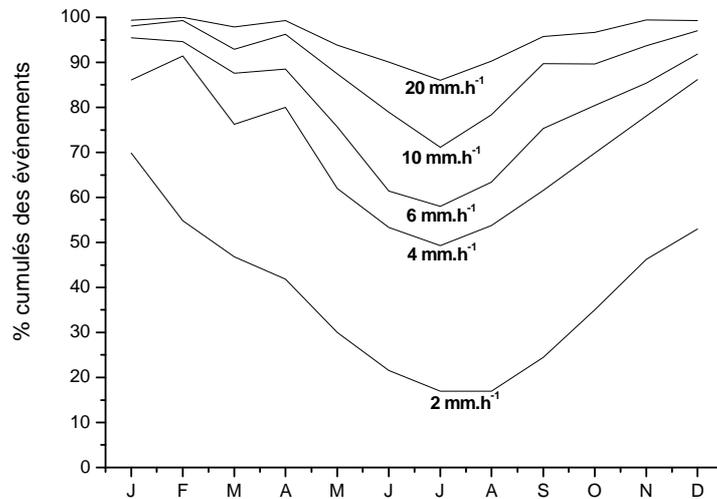


Figure A.16. Distribution en pourcentage cumulé des événements pluvieux en fonction des mois de l'année, selon leur intensité, indépendamment de leur durée.

Enfin, les Figure A.17 et Figure A.18 présentent le nombre d'événements observés respectivement au cours de l'année et au cours d'une année complète. Ces deux graphiques montrent que les événements intenses sont rencontrés de Mai à Septembre, et entre Octobre et Avril, la plupart des événements ont des intensités faibles (inférieures à 10 mm/h). D'autres parts, la figure de droite montre qu'il existe une loi de distribution du nombre d'événements en fonction de leur intensité (nb : le nombre d'événements au cours d'une année est ici de 309). 80% des événements sont inférieurs à 10 mm/h (soit environ 250 événements), et seuls 5% des événements ont une intensité supérieure à 20 mm/h (soit environ 7 événements par an).

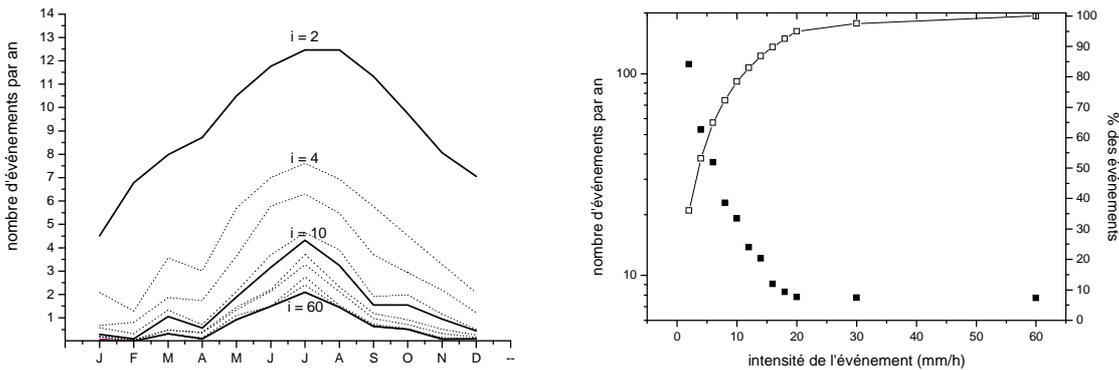


Figure A.17. (Gauche) distribution du nombre d'événements au cours de l'année en fonction de leur intensité.
 Figure A.18. (Droite) nombre d'événements observés au cours de l'année en fonction de leur intensité.

Annexe 5.

Détermination des âges des ceps : estimation d'une loi de croissance.

Sur l'ensemble des parcelles étudiées, seules 11 ont pu être datées à l'année près. 15 autres parcelles ont pu être datées avec une certitude de 1 à 5 années. La mise au point d'une méthode pour dater les ceps a donc été mise au point. Cette méthode est basée sur l'hypothèse qu'il existe une relation entre le diamètre d'un cep et son âge, indépendamment des cépages ou des variétés de porte-greffes.

Pour établir une loi de croissance, les ceps de 26 parcelles références ont été mesurés. Seule une population de ceps à porte-greffes très circulaires a été étudiée. La mesure du diamètre est prise immédiatement sous le niveau du greffon, pour éviter les déformations du porte-greffe induites par la présence des racines et des nœuds. On a d'abord constaté que les ceps se déforment avec l'âge, et le bois se craquelle. D'après cette prospection, des diamètres moyens ont été calculés sur des ceps dont les âges sont connus avec une marge d'erreur de 5 années au maximum (Tableau A-1).

Parcelle	Age (années)	Incertitude sur âge (année)	Diamètre moyen (mm)	SD sur le diamètre (mm)
AC01	24	0	46,3	3,4
AC03	50	0	65,1	6,1
AC04	50	0	53,8	8,3
AC06	50	0	65,4	8,6
AC07	50	0	59,2	4,8
AC10	50	0	60,6	8,4
AC14	53	0	65,0	4,9
AC(8)	50	0	64,9	4,5
AC(9a)	41	0	56,7	10,7
AC(14)	25	0	47,3	3,3
VR02	51,5	2,5	57,7	8,3
VR04	69	0	78,1	9,2
VR07	49	5	62,0	8,0
VR11	49	5	68,8	5,5
VR12	46,5	2,5	59,8	4,4
VR13	49	5	61,6	6,9
VR14	41	0	56,6	7,1
VR(31)	26	0	53,5	4,3
VR(72)	28	0	58,2	6,4
M01	32	0	50,2	5,3
M04	50	2	62,7	4,6
M05	20	2,5	32,7	2,6
M06	29	2,5	45,4	4,0
M10	32	1	54,6	5,0
M11	22	0	42,0	3,6
M12	26	1	42,4	4,6

Tableau A-1. Table des données en âge, diamètres et incertitudes pour les parcelles étudiées (en 2005). Les parcelles indiquées entre parenthèses sont des parcelles qui ne figurent pas dans cette étude.

D'après ces données, il est possible de construire un diagramme qui met en relation et diamètre et âge des porte-greffes (Figure A.19). Deux pôles de densité d'âges sont visibles sur cette figure, autour de l'intervalle 20-30 ans, et autour de l'intervalle 45-55 ans. Ces deux périodes correspondent respectivement aux périodes 1975-1985 et 1950-1960. En considérant que la durée de vie moyenne des ceps est de 60 ans, le renouvellement opéré dans les années 70 suit la génération de ceps plantés au début du siècle, tandis que celle des années 50 remplace la génération de ceps plantée vers 1880-1890, soit la génération qui a été plantée après la crise du phylloxéra.

D'après ce graphique, où a été rajoutée la valeur de diamètre d'un porte-greffe âgé d'une année (diamètre de 12.5 ± 2.5 mm), on constate qu'il existe une relation de croissance entre le paramètre âge et la variable diamètre du porte-greffe.

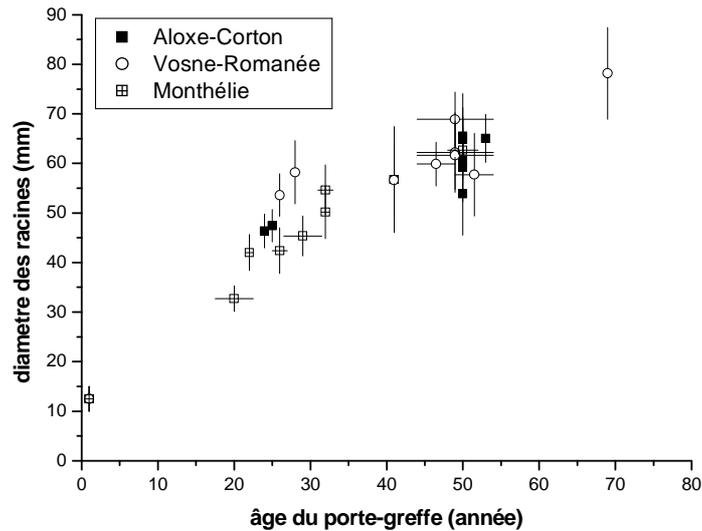


Figure A.19. Evolution du diamètre moyen des porte-greffes en fonction de l'âge des ceps, en fonction de l'âge des porte-greffes pour les trois sites de l'étude.

Cette relation est sub-linéaire ($r^2 = 0.88$), mais le diamètre des porte-greffes a une croissance moins rapide à partir de 30 ans, et ce indépendamment des sites de mesures. D'autres parts il existe une variabilité des diamètres en fonction de l'âge des ceps. Cette variabilité est de l'ordre d'une vingtaine de millimètres pour des ceps âgés de 50 ans.

Plusieurs hypothèses peuvent être mises en avant pour expliquer cette variabilité. D'une part, les cépages sont soumis à des pressions environnementales différentes selon leur position géographique et leur position sur leur versant. Leur croissance peut en être affectée. Ainsi, on peut observer que les porte-greffes de Monthélie ont des diamètres inférieurs pour la tranche d'âge 20-35 ans par rapport à ceux de Vosne et de Aloxe. D'autres parts, il existe une variabilité intra-site comme cela est montré pour les parcelles âgées de 50 ans. D'autres hypothèses peuvent enfin être avancées pour expliquer cette variabilité, tels que le cépage, le type de porte-greffe, mais également la taille qui va interagir avec la vigueur du cep.

La possibilité d'une relation linéaire n'a pas été retenue, parce qu'il existe une variabilité intra-site et inter-site, et qu'un point d'inflexion semble affecter la vitesse de croissance du diamètre des porte-greffes. Aussi, pour estimer au mieux cette relation, trois hypothèses ont été considérées.

Première hypothèse (a) : on considère qu'il existe une loi générale qui relie âge et diamètre du porte-greffe. On utilise donc toutes les données disponibles.

Deuxième hypothèse (b) : on considère que les incertitudes d'âge fournies par les viticulteurs sont trop importantes et on ne garde que les parcelles dont les âges sont connus à l'année près.

Troisième hypothèse (c) : on considère que les ceps ont une croissance qui est surtout lié à la pression environnementale locale, et on détermine une loi de croissance spécifique à chaque site.

Les trois scénarii ont été envisagés pour le calcul des âges inconnus.

(a). Toutes les dates sont valables et représentatives

On considère ici qu'il existe une seule et même relation entre la croissance des ceps et le diamètre sans influence du cépage, de la souche du porte-greffe, des pratiques culturales et des climats locaux. La loi de régression polynomiale est illustrée sur la Figure A.20.

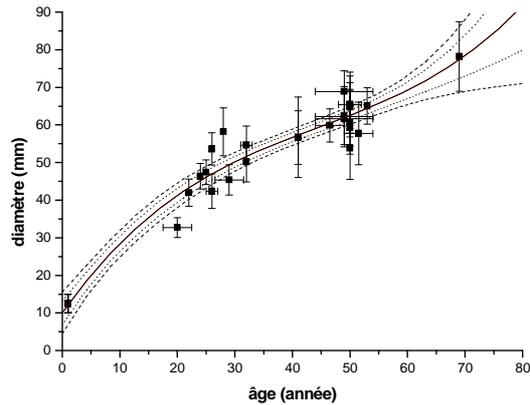


Figure A.20. Evolution du diamètre moyen des porte-greffes en fonction de leur âge, avec une loi de type polynomiale et les intervalles de confiance à 95%.

La loi est polynomiale de degré 3 pour tenir compte de la valeur extrême. Cette loi, où D est le diamètre et t, l'âge du cep, s'exprime selon (1) :

$$(1) \quad D = 9,99 + 2,18.t - 0,036.t^2 + 2,69.10^{-4}.t^3$$

Avec $N = 26$, $R^2 = 0,93$, $SD = 4,31113$.

Cette loi suppose que la croissance est rapide pendant les 30 premières années de vie, puis ralentit. La dispersion pour les âges extrêmes correspond au vieillissement du bois (éclatement, fissuration). Cette loi est statistiquement robuste.

(b). Seules les dates sans incertitude sont valables.

Ici on utilise les dates connues avec certitudes pour déterminer une loi de croissance. La population se réduit à 11 parcelles. La loi polynomiale est d'ordre 2, pour réduire l'importance de la valeur extrême (Figure A.21).

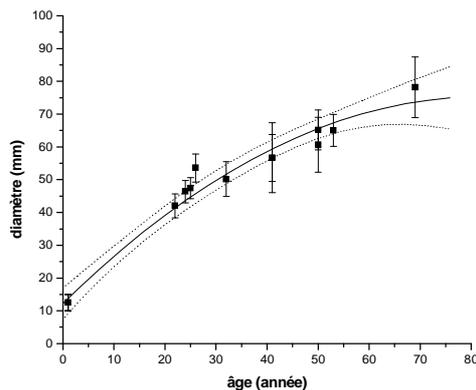


Figure A.21. Evolution du diamètre moyen des porte-greffes en fonction de leur âge pour les âges connus sans incertitude, avec une loi de type polynomiale et les intervalles de confiance à 95%.

Ici la vitesse de croissance diminue progressivement avec le temps. La loi binomiale s'exprime sous la forme (2) :

$$(2) \quad D = 12,25 + 1,53.t - 0,009.t^2$$

Avec $N = 11$, $R^2 = 0,97$, $SD = 3,674$

Le coefficient de corrélation est certes plus élevé, mais il n'y a que 11 individus.

(c). Les variabilités peuvent s'expliquer par la position géographique

Pour tenir compte d'un paramètre de croissance liée au contexte environnemental local (exposition, pratiques culturelles), des lois polynomiales ont été établies pour chacune des communes Vosne-Romanée, Aloxe-Corton et Monthélie (Figure A.22).

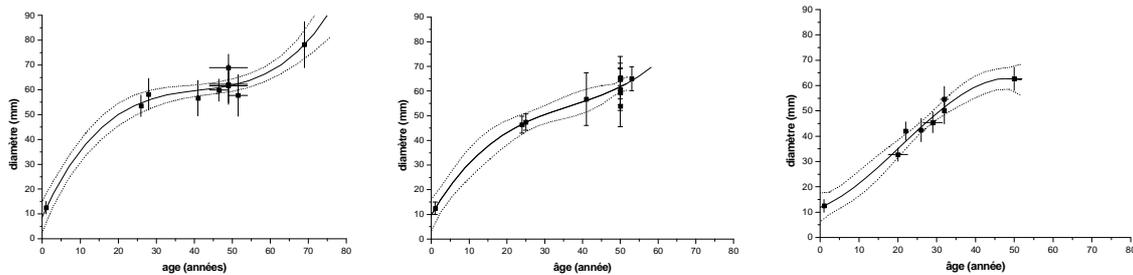


Figure A.22. Evolution du diamètre moyen des porte-greffes en fonction de leur âge et pour les trois communes (VR, AC et M de gauche à droite), avec une loi de type polynomiale et les intervalles de confiance à 95%.

Pour chacune des communes, les lois polynomiales d'ordre 3 sont établies :

$$(3) \quad D = 9,3 + 3,3.t + -0,075.t^2 + 6,13.10^{-4}.t^3$$

Avec pour Vosne-Romanée, $N = 10$, $R^2 = 0,96$, $SD = 3,93$;

$$(4) \quad D = 9,94 + 2,6.t - 0,057.t^2 + 5,1.10^{-4}.t^3$$

Avec pour Aloxe-Corton, $N = 11$, $R^2 = 0,96$, $SD = 3,89$;

$$D = 11,85106 + 0,61242.t + 0,04002t^2 + -6,38332.10^{-4}.t^3$$

Avec pour Monthélie, $N = 8$, $R^2 = 0,97$, $SD = 3,18672$.

Ainsi, à partir de ces trois hypothèses, on peut trouver trois modèles de croissance en fonction de l'âge. Ces trois modèles ont été utilisés pour déterminer des âges (Tableau A-2). Les mesures des diamètres ayant été faites sur les porte-greffes dont l'âge était inconnu, les âges ont été estimés à partir des trois modèles.

A partir des dates obtenues à partir des trois hypothèses, l'estimation des âges selon les trois méthodes fait différer les âges avec des fourchettes qui vont de 4 à 10 années. L'hypothèse c, qui supposait l'influence du climat local déterminant sur la croissance des pieds de vigne, produit des âges très différents de ceux obtenus par les autres modèles. Soit un modèle commun est plus plausible, soit le faible nombre de données par site (moins de 10) fait que les lois de régressions sont moins robustes. Aussi, puisque aucun modèle ne semble plus convaincant que les autres, il a été choisi de donner autant de poids pour chacun des modèles dans le calcul d'un âge moyen. Pour chaque parcelle dont on ne connaît pas l'âge, on a procédé à une moyenne des trois âges obtenus par les trois modèles (Tableau A-2).

Dans ce tableau, certaines parcelles d'Aloxe-Corton n'y figurent pas. La parcelle AC02 a le même âge que les parcelles AC03-04-05-06-07 (50 ans en 2005). Les parcelles AC08 et 09 ayant été arrachées en 2005, il n'a pas été possible de mesurer leur diamètre mais leur propriétaire a fourni un âge de 44 ans en 2005. Enfin, la parcelle AC11 est âgée de 24 ans en 2005 selon son propriétaire.

Parcelle	Age selon l'hypothèse a	Age selon l'hypothèse b	Age selon l'hypothèse c	Age moyen (année)	SD sur l'âge estimé (année)
AC12	43 ± 4	40 ± 4	43 ± 6	42	1,7
AC13	21 ± 3	23 ± 3	19 ± 5	21	2
VR01	31 ± 3	31 ± 3	22 ± 7	28	5,1
VR03	46 ± 4	42 ± 4	39 ± 10	42,3	3,5
VR05	59 ± 5	56 ± 6	62 ± 6	59	3
VR06	42 ± 3	39 ± 4	32 ± 10	37,6	5,1
VR08	60 ± 6	57 ± 6	62 ± 6	59,6	2,5
VR09	60 ± 6	57 ± 6	62 ± 6	59,6	2,5
VR10	59 ± 5	57 ± 6	62 ± 6	59,3	2,5
M02	54 ± 4	50 ± 6	55 ± 5	52	2,8
M03	43 ± 3	40 ± 4	40 ± 4	41	1,7
M07	27 ± 3	28 ± 3	29 ± 2	28	1
M08	45 ± 4	41 ± 4	-	43	2,8
M09	51 ± 4	46 ± 4	-	48,5	3,5
M13	29 ± 3	29 ± 3	30 ± 2	29,3	0,5

Tableau A-2. Tableau récapitulatif des âges estimés selon les différentes hypothèses de l'étude.

L'ensemble de ces données est repris sur la Figure A.23, qui présente les âges des ceps en fonction de leur diamètre. D'après cette figure, l'ajustement des âges par une loi de croissance ajustée est cohérent par rapport aux données de terrain.

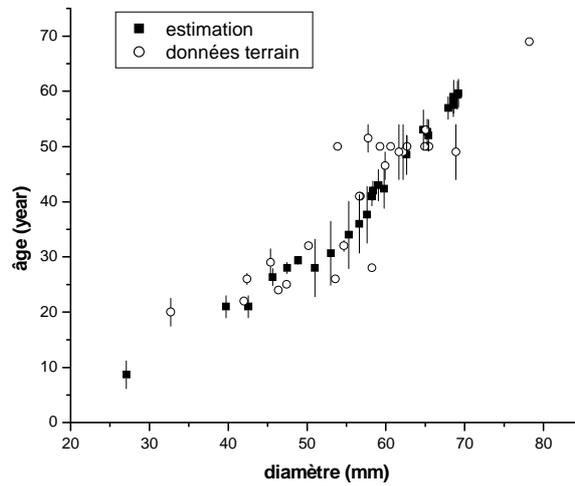


Figure A.23 Comparaison des âges réels et âges estimés en fonction du diamètre des ceps.

Annexe 6.

Analyse des vitesses d'érosion sur les versants de Monthélie.

Cette annexe présente les résultats de l'analyse de la quantification des vitesses d'érosion réalisée sur le bassin versant de Monthélie, à partir de la mesure de 50 000 ceps répartis sur 14 parcelles. L'ensemble de cette analyse est synthétisé sous forme d'un article en préparation (cf. **Chapitre 4**). Les données de la quantification des vitesses sont présentées dans le Tableau A-3.

Parcelle	Volume érodé (m ³)	Âge (année)	Pente (°)	Longueur (m)	Largeur (m)	Épaisseur de sol érodé (cm)	Vitesse d'érosion (mm.an ⁻¹)	Vitesse d'érosion (t.ha ⁻¹ .an ⁻¹)
M01	517	32 ± 0	10.70 ± 2.19	94	145	3.54 ± 1	1.11 ± 0.31	14.94 ± 5.88
M02	26.5	52 ± 3	3.02 ± 0.76	55	16	1.9 ± 1	0.37 ± 0.17	4.95 ± 2.86
M03	126.2	41 ± 2 *	7.34 ± 2.52	113	22	3.05 ± 1	0.74 ± 0.2	10.05 ± 3.91
M04	36.6	50 ± 2	4.66 ± 1.57	166	10	0.56 ± 1	0.11 ± 0.2	1.51 ± 2.8
M05	177.2	20 ± 2.5	13.31 ± 2.17	122	32	2.96 ± 1	1.48 ± 0.31	19.98 ± 6.47
M06	236.2	29 ± 2.5	13.58 ± 1.73	107	39	4.09 ± 1	1.41 ± 0.22	19.06 ± 5.13
M07	57	28 ± 1*	8.03 ± 2.4	53	39	1.47 ± 1	0.52 ± 0.34	7.08 ± 5.36
M08	55.2	43 ± 3*	4.05 ± 1.02	42	49	1.17 ± 1	0.27 ± 0.21	3.66 ± 3.29
M09	49.7	48.5 ± 4*	6.00 ± 2.83	131	15	1.8 ± 1	0.37 ± 0.19	5 ± 3.12
M10	175.9	32 ± 1	11.87 ± 3.29	131	37	2.09 ± 1	0.65 ± 0.29	8.80 ± 4.92
M11	296.5	22 ± 0	6.20 ± 1.43	118	139	1.58 ± 1	0.72 ± 0.45	9.70 ± 7.21
M12	91.7	26 ± 1	8.53 ± 1.06	77	47	1.42 ± 1	0.55 ± 0.36	7.37 ± 5.73
M13	90	29 ± 1*	10.34 ± 0.68	70	48	1.95 ± 1	0.67 ± 0.32	9.06 ± 5.35
M14	99.2	21 ± 2*	3.46 ± 1.17	84	40	2.73 ± 1	1.30 ± 0.35	17.56 ± 6.7

Tableau A-3. Caractéristiques des 14 parcelles étudiées sur le bassin versant de Monthélie, et vitesses d'érosion associées.

Influence des paramètres topographiques sur les vitesses d'érosion

1. Analyse à l'échelle du bassin versant : vitesses d'érosion « parcelle »

Dans un premier temps, les vitesses d'érosion calculée à l'échelle des parcelles sont analysées en fonction des paramètres de pente moyenne et de longueur moyenne des parcelles.

L'influence de la pente moyenne est présentée sur la Figure A.24. Les vitesses d'érosion augmentent avec la valeur de la pente moyenne, de 0.2 mm/an pour des parcelles de 4° (M02, M04, M08), jusqu'à 1.4 mm/an pour les parcelles M05 et M06 à pente moyenne de 14°. La parcelle M14 est en dehors de cette relation puisqu'elle présente une vitesse d'érosion de 1.3 mm/an pour une pente moyenne de 3.5°. D'après les études de cartes d'érosion et les observations de terrain, cette parcelle subit les effets d'un ravinement provoqué par le ruissellement d'une ravine qui pénètre la parcelle depuis le bord amont, et dont les conséquences se matérialisent par une très forte incision concentrée dans quelques rangs et dans les premiers mètres de la parcelle.

La relation entre vitesses d'érosion et pente moyenne des parcelles a été testée par une régression linéaire, sans tenir compte de la parcelle M14 (Figure A.25). Cette relation linéaire s'exprime sous la forme :

$$e = 0.08592 * S$$

Avec e la vitesse d'érosion et S la pente moyenne. Cette relation a un coefficient de corrélation de 0.72 (p<0.001).

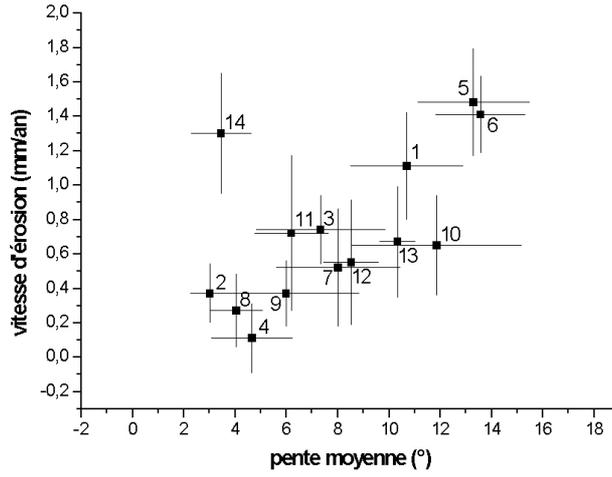


Figure A.24. Diagramme érosion/pente pour les 14 parcelles étudiées à Monthélie.

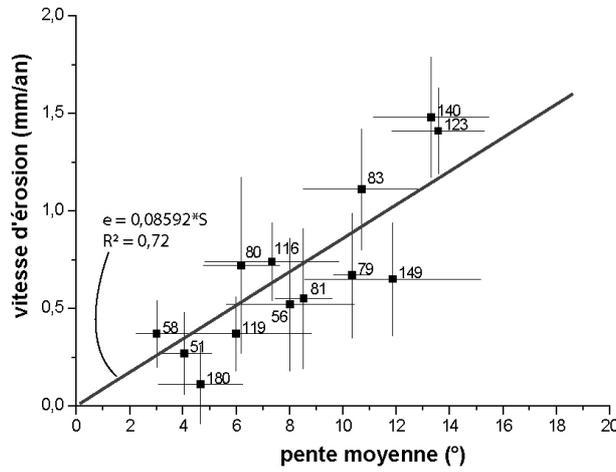


Figure A.25. Diagramme érosion/pente avec droite de régression linéaire. La longueur des parcelles est indiquée à côté des points.

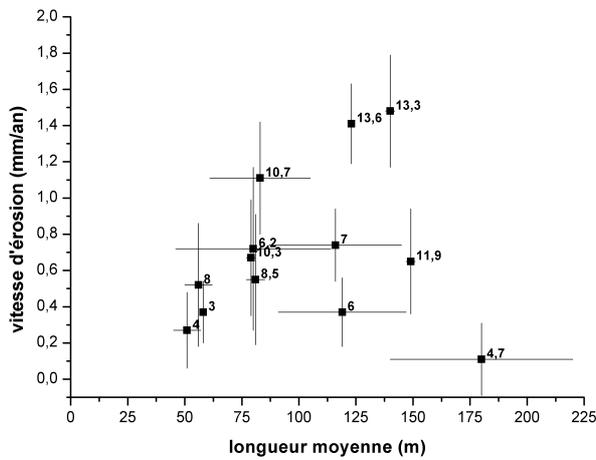


Figure A.26. Diagramme érosion/longueur pour les 13 de l'étude, avec indications de la pente moyenne des parcelles.

La dispersion des vitesses d'érosion autour de la droite de régression ne correspond ni à disposition particulières des parcelles dans le bassin versant, ni à une répartition des âges des parcelles. L'analyse des cartes des résidus a montré que le bilan sédimentaire à l'échelle des parcelles peut être modifié par les remontées de terre, mais également par les pratiques culturales. Dans ce cas d'étude, il n'existe pas d'explication unique pour expliquer la variabilité des vitesses autour de la tendance linéaire qui relie vitesse et pente.

Dans un second temps, les vitesses sont comparées selon la longueur moyenne des parcelles (

Figure A.26). D'après ce graphique, on observe une augmentation des vitesses d'érosion pour des longueurs variant de 50 à 90 mètres, mais cette tendance n'est plus observée au-delà de cette longueur. On observe même pour la parcelle la plus longue (M04) qui a une pente de $4,7^\circ$ le plus faible taux d'érosion. Bien que les vitesses d'érosion augmentent avec la longueur pour les parcelles à pente élevée, cette relation n'est pas de premier ordre. Cette relation a un coefficient de corrélation de 0.18.

D'après cette première analyse, on constate que les vitesses d'érosion à l'échelle du versant sont d'abord expliquées par la pente moyenne des parcelles, indépendamment de la longueur.

2. Analyse à l'échelle des parcelles : vitesses d'érosion à l'échelle des rangs de vigne

Pour compléter l'étude réalisée à l'échelle des parcelles, l'analyse des vitesses d'érosion est réalisée à l'échelle des rangs. L'influence des paramètres topographiques sur les vitesses d'érosion est testée selon la pente moyenne, la courbure moyenne et la longueur moyenne des rangs, ce qui équivaut à une augmentation de la résolution d'analyse selon X et non selon Y (cf. Chapitre 4). Cette approche permet d'affiner l'analyse essentiellement lorsqu'il existe une forte variabilité de longueur et de pente à l'intérieur d'une même parcelle. Les flux rangs correspondent à la vitesse moyenne d'érosion calculée à l'échelle de 5 rangs.

La Figure A.27 présente la variation des vitesses d'érosion en fonction de la pente moyenne des rangs. Les vitesses augmentent avec les valeurs de pente, la variabilité des valeurs augmente simultanément. Cette tendance confirme la première analyse faite à l'échelle des parcelles, mais démontre et confirme la variabilité du signal de l'érosion à l'échelle intraparcellaire : certains rangs sont plus érodés que d'autres. La relation qui relie vitesse d'érosion et la longueur des rangs fournit un coefficient de corrélation de 0.02.

Dans un second temps, les vitesses d'érosion des rangs de vigne sont analysées en fonction de la pente moyenne, en distinguant la valeur de la courbure des rangs (Figure A.28). Le graphique de gauche montre que la population de rangs à topographie concave est la plus représentée, ceci découle de la topographie générale des versants de Monthélie. Les vitesses d'érosion des rangs à topographie concave sont linéairement reliées à la pente moyenne des rangs. Les rangs convexes, peu représentés, suivent cette tendance. En revanche, les rangs à courbure prononcée, concave ou convexe, montrent que leurs vitesses d'érosion ne sont pas expliquées par les valeurs de pente moyenne des rangs. Il existe en effet une très forte variabilité des valeurs d'érosion qui ne peuvent être corrélées à la variabilité des pentes.

Le second graphique montre la variation des vitesses d'érosion en fonction de la pente moyenne des rangs à topographie exclusivement convexe. D'après cette relation, il existe une bonne corrélation linéaire avec un $r^2 = 0.79$ ($p < 0.0001$). Aussi, on relie dans ce cas là les vitesses d'érosion avec les valeurs de la pente moyenne des rangs, indépendamment de leur longueur.

Pour affiner cette relation, les vitesses d'érosion à l'échelle des rangs de vigne ont été individuellement étudiées sur la parcelle M11 (Figure A.29), où les variations de pente sont peu significatives (de 5° à 8°), tandis que les longueurs varient significativement (de 50 à 125 mètres). Tous les rangs sont convexes. Alors que les longueurs des rangs varient du simple au triple, les valeurs de vitesses d'érosion varient peu : elles sont comprises dans une gamme de 1.2 à 1.1 mm/an. A pente constante, la longueur des rangs ne modifie pas les vitesses d'érosion à l'échelle des rangs.

pende moyenne des systèmes, indépendamment de leur longueur. A l'échelle du versant, les flux mesurés sur les parcelles sont reliés linéairement à la pente. A l'échelle des rangs, les vitesses sont corrélées à la pente moyenne des systèmes, indépendamment de la longueur. Cette relation a été vérifiée pour des topographies concaves (Figure A.28) et convexes (Figure A.29).

3. Analyse de la variabilité intraparcellaire : étude des vitesses d'érosion à l'échelle locale.

L'ensemble des données d'érosion calculées à une échelle locale, soit 1996 données, a été étudié pour tester l'influence des paramètres topographiques. A chaque donnée, sont associées une valeur de pente (locale), de courbure (locale ou rang), et une valeur de distance à l'amont.

L'ensemble des données est présenté sur la Figure A.30. D'après cette figure, on constate que la relation entre vitesse d'érosion locale et paramètre topographique n'est pas *a priori* évidente. La figure de gauche montre que les vitesses d'érosion en fonction de la distance à l'amont présentent une très forte variabilité. La population de données est moins importante lorsque les distances sont supérieures à 125 mètres. Sur la figure de droite, la variabilité des vitesses est relativement faible lorsque les pentes locales sont inférieures à 10°, tandis que cette variabilité devient très importante au-delà de 10°. Lorsque les données sont classées selon la courbure du rang, on constate que les vitesses d'érosion sur rangs convexes sont supérieures aux vitesses d'érosion sur rangs concaves. Ceci est surtout vérifié pour les jeux de pente supérieurs à 11°, en raison d'un déséquilibre dans la population. De manière très générale, l'érosion augmente avec la pente locale.

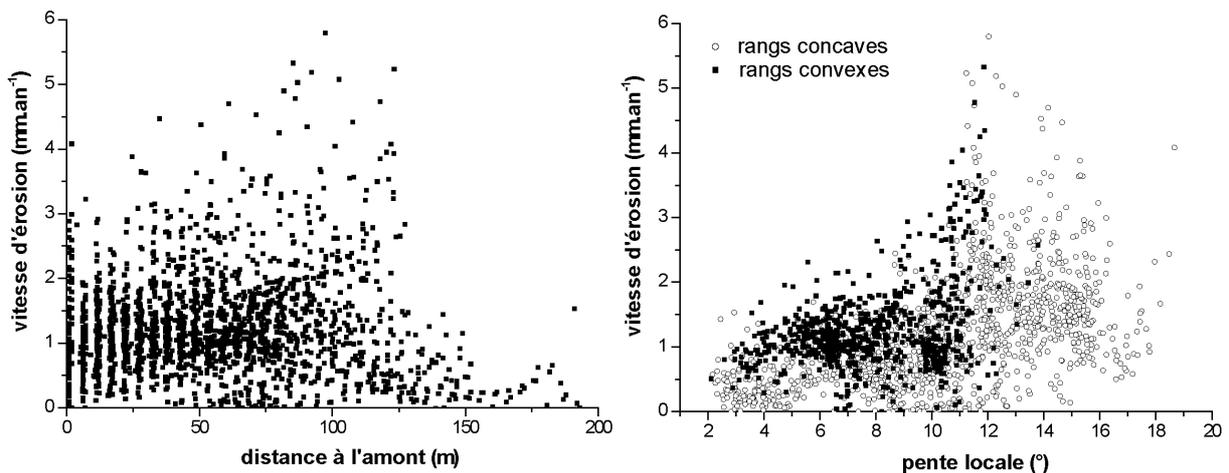


Figure A.30 Gauche : diagramme érosion/distance à l'amont pour les flux locaux. Droite : diagramme érosion/pente pour les flux locaux, avec indication de la courbure des rangs.

Pour traiter le signal de l'érosion ici présenté, et qui reflète bien la grande variabilité du signal de l'érosion observée sur les cartes d'érosion, le jeu de données a été analysé par calcul de moyenne des valeurs d'érosion. Ces moyennes ont été calculées en adaptant le nombre de classes (de pente ou de longueur) en fonction de la distribution de la population le long de ces variables. Cette méthode permet de considérer au moins 20 individus pour constituer une classe et donc une valeur. Cette méthode revient à faire une moyenne mobile, mais dont l'extension dans le jeu de données est fonction de la dispersion de la population. De facto, les classes ne sont pas régulières, mais les classes obtenues représentent mieux la population des mesures (par exemple beaucoup de valeurs pour les faibles distances à l'amont et inversement).

Dans la partie suivante, le jeu de données est donc présenté selon plusieurs classifications qui tiennent compte de la distribution des variables pente, distance à l'amont, courbure locale et courbure du rang.

La Figure A.30 présente les vitesses d'érosion en fonction de la pente locale. Sur ce graphique ont été distinguées les valeurs d'érosion en fonction de la courbure de la topographie. Ce graphique met

tout d'abord en évidence que l'érosion augmente avec la pente locale, depuis des valeurs de 0.5 mm/an pour des pentes locales de 3° jusqu'à des valeurs d'érosion de 2.5 mm/an pour des pentes locales de 14°. De manière générale, les topographies locales convexes présentent des vitesses d'érosion plus importantes qu'en domaine concave, avec une différence de l'ordre de 0.25 mm/an.

Cette augmentation n'est pas linéaire : sur ce graphique, on observe trois phases d'augmentation des vitesses qui se fait par paliers. L'érosion augmente de 0.5 à 1 mm/an de 2 à 5°, se stabilise à 1 mm/an entre 5 et 10°, augmente significativement entre 10 et 12° de 1 à 2 mm/an, se stabilise entre 12 et 14°, puis décroît de 14 à 16° de 2 à 1.5 mm/an.

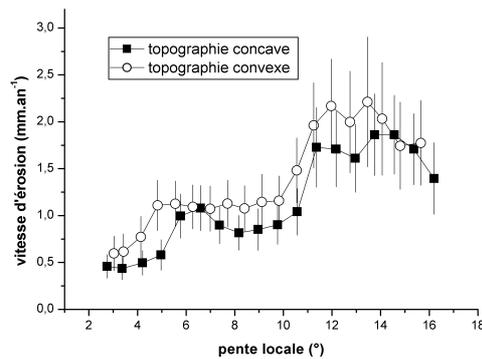


Figure A.31. Diagramme érosion/pente, où est distingué le caractère concave ou convexe de la topographie locale.

La Figure A.32 présente le même jeu de données mais différents cas de courbure locale ont été distingués selon 3 classes principales :

1. Topographie concave pour des valeurs comprises entre -1 et -0.005 °/m.
2. Topographie plane pour des valeurs comprises entre -0.005 et 0.005 °/m.
3. Topographie convexe pour des valeurs comprises entre 0.005 et 1 °/m.

Lorsque la topographie des rangs est considérée, l'érosion croît linéairement avec la pente locale lorsque les pentes sont inférieures à 10°. La courbure influence l'intensité de l'érosion puisque les vitesses sont toujours supérieures en domaine convexe qu'en domaine concave. L'érosion augmente brutalement lorsque les pentes dépassent 10°, atteignent des vitesses de 2 à 2.5 mm/an puis décroissent pour les jeux de pente supérieurs. Lorsque la courbure de la topographie locale est considérée, l'évolution de l'érosion est semblable à ce qui a été précédemment formulé, mais dans ce cas la courbure locale n'a pas d'incidence sur l'intensité de l'érosion.

Sur la Figure A.33, les vitesses d'érosion sont présentées selon la distance à l'amont. Cette figure présente une classification des valeurs en fonction de différentes classes de pente, de 2 ou de 5° respectivement. Ces deux diagrammes mettent en évidence que l'érosion est fonction de la distance à l'amont dans tous les cas de classes de pente, mais cette érosion lorsque les pentes sont faibles décroît avec la distance à l'amont, tandis qu'elle augmente avec la distance lorsque les valeurs de pente locales sont supérieures à 10°.

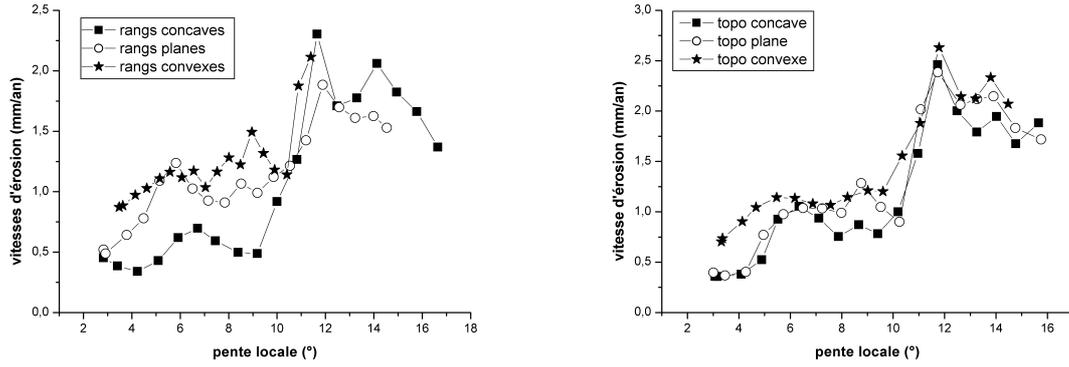


Figure A.32. Gauche : Diagramme érosion/pente pour différentes courbure de rang. Droite : diagramme érosion/pente pour différentes courbures de la topographie.

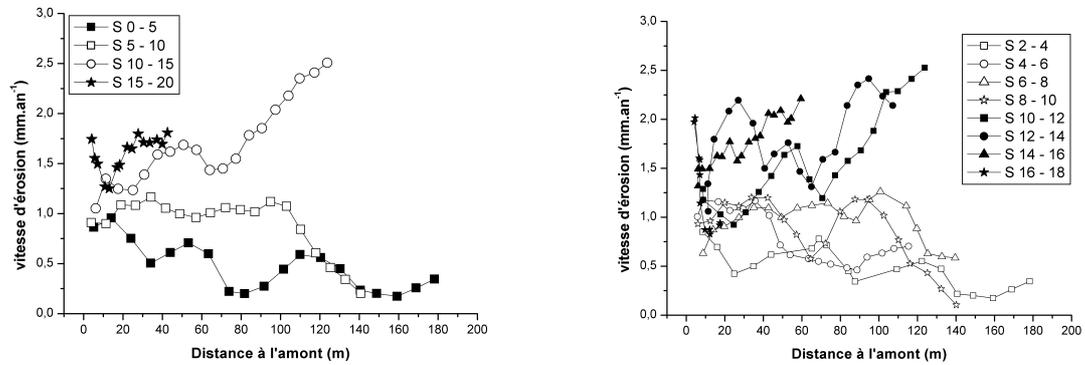
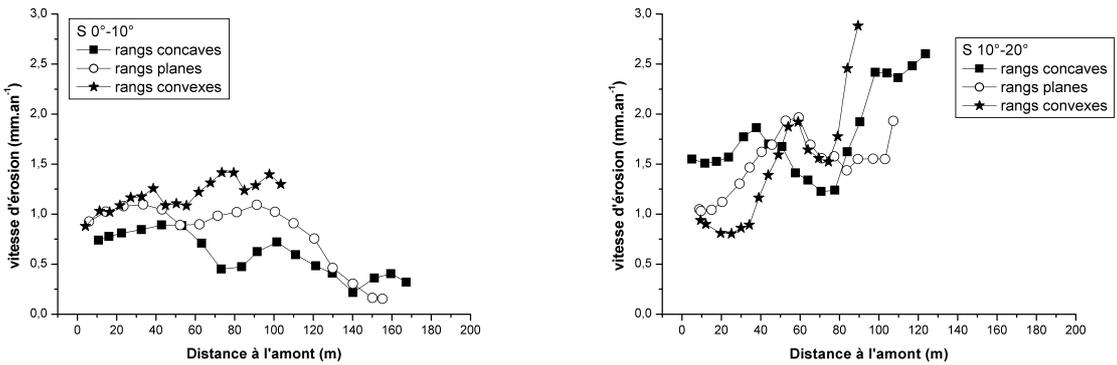


Figure A.33. Gauche : diagramme érosion/distance à l'amont pour différentes classes de pente à 5°. Droite : diagramme érosion/ distance à l'amont pour différentes classes de pente à 2°.



Figures A.34. Gauche : diagramme érosion/distance à l'amont pour des pentes inférieures à 10°. Droite : diagramme érosion/distance à l'amont pour des pentes supérieures à 10°. Sur chaque graphique les jeux de donnés ont été classés selon la courbure du rang.

Sur la Figures A.34, deux classes de pente ont été distinguées, en choisissant comme limite entre ces classes la valeur de pente à 10°. La valeur de la courbure des rangs ou de la courbure locale a été choisie pour distinguer plusieurs classes. D'après ces deux diagrammes, il ressort que l'érosion est fonction de la pente locale lorsque ces pentes sont inférieures à 10°. Sur des profils concaves, l'érosion décroît avec la longueur donc avec la diminution des valeurs de pente. Sur des profils plans, l'érosion

est sub-constante, et sur des profils convexes, l'érosion croît très légèrement avec la distance à l'amont, donc avec l'augmentation des valeurs de pente. Aussi, dans chaque cas, l'érosion est corrélée d'une part à la valeur de la pente locale, mais également à la courbure du rang. Les valeurs de l'érosion sont toujours inférieures à 1 mm/an.

Lorsque les pentes sont supérieures à 10° , l'érosion ne peut plus être distinguée selon la valeur de la courbure du rang, mais semble bien fonction de la distance à l'amont puisque dans chaque cas l'érosion croît avec la distance. Dans le détail, cette évolution est plus complexe, et montre des phases de décroissance. Les valeurs de vitesses d'érosion demeurent toujours supérieures à 1 mm/an.

4. Conclusions.

L'analyse des vitesses d'érosion a montré que la pente est le paramètre fondamental qui explique la distribution des vitesses d'érosion à l'échelle des parcelles, des rangs de vignes et à l'échelle locale. A l'échelle des parcelles et des rangs de vigne, l'érosion est indépendante de la longueur.

A une échelle plus précise, la distinction de deux domaines de pente permet de distinguer deux lois de l'érosion. Sur des pentes faibles, c'est-à-dire toujours inférieures à 10° , l'érosion est fonction de la pente locale et de la courbure du rang. Sur des pentes supérieures, c'est-à-dire supérieures à 10° , l'érosion est fonction de la valeur de la pente locale, mais est également fonction de la distance à l'amont, et indépendamment de la courbure.

Résumé

Les versants viticoles de Côte d'Or (Bourgogne, France) sont soumis aux effets conjugués de processus de ruissellement et de pratiques culturales intenses. L'interaction entre les processus naturels et anthropiques détermine les vitesses de redistribution des sédiments à l'intérieur des bassins versants. Cette étude s'est intéressée à caractériser les processus de l'érosion, et à quantifier la dynamique de redistribution sur plusieurs échelles de temps (de l'événement au siècle) et d'espace (du mètre-carré au bassin versant). Des bilans sédimentaires ont d'abord été réalisés sur des parcelles viticoles, et ont permis de montrer que les versants étudiés sont soumis à des vitesses d'érosion de l'ordre de plusieurs millimètres par an. Ces fortes vitesses traduisent une instabilité topographique de versants à forts reliefs, dont les sols sont rendus très sensibles aux phénomènes de ruissellement par une mécanisation intense.

La mise au point d'une méthode de quantification basée sur la lecture du déchaussement des pieds de vigne (RUM) et son application ont permis de spatialiser les vitesses de l'érosion à très haute résolution, et sur des échelles de temps proportionnelles à l'âge des ceps. Cette méthode permet de visualiser les processus de l'érosion qui affectent les interrangs de vigne, où se concentre le ruissellement pendant les événements pluvieux. Les distances de transfert des sédiments associés à l'initiation et au développement des rigoles sont dépendantes d'un seuil de ruissellement. L'existence de ce seuil a été vérifiée dans l'analyse de la distribution spatiale des vitesses d'érosion et de la distribution temporelle des séquences pluviométriques. Ce seuil a permis d'établir un modèle simple de l'érosion en fonction des paramètres morphologiques de pente et de longueur des parcelles. L'application de ce modèle sur trois versants différents a aussi révélé l'importance de la variabilité des pratiques culturales à l'origine de la variabilité de la dynamique sédimentaire.

Le forçage anthropique se manifeste ainsi paradoxalement de deux manières. Le phénomène d'ablation des sols sur les coteaux traduit ce forçage et le déséquilibre actuel topographique des versants de la Côte. Inversement, ce forçage se manifeste aussi dans la volonté de maintenir à tout prix un réservoir colluvial par compensation partielle ou totale de l'érosion, notamment par les remontées de terre. Cet équilibre est à l'origine de la variabilité de la dynamique sédimentaire observée sur une quarantaine de parcelles réparties sur trois versants représentatifs de la Côte viticole, variabilité qui s'intègre aussi dans la notion même de terroir.

Mots-clés : érosion, bilan sédimentaire, ruissellement, RUM, viticulture, pratiques culturales, anthropisation, Côte d'Or, Monthélie, Aloxe-Corton, Vosne-Romanée.

Abstract

The wine slopes of Côte d'Or (Burgundy, France) are subject to the combined effects of runoff/erosion processes and intense cultivation practices. Sedimentary redistribution rates depend on the interaction between both natural and anthropic processes within the catchment. The purpose of this study is to characterize the erosion processes, and to quantify the sedimentary dynamics over different time scales (from event up to century) and spatial scales (from meter-square up to catchment area). Sedimentary budgets were initially carried out on wine plots, and show that the studied slopes are subject to erosion rates of several millimetres per year. These high rates highlight a topographic instability of steep hillslopes, with grounds that are made very sensitive to the runoff phenomena by intensive mechanisation.

The development of a new erosion quantification method based on the vine root unearthing measurement (RUM) and its application allows to visualize erosion rates at very high spatial resolution, and over time scales proportional to the vine-stock ages. This method also makes it possible to highlight the spatial effects of erosion processes within the inter-row area, where water overflows occur during rainy events. Overflow triggering and its extension, which determine sediment transfer distances, are dependent on a runoff threshold. The existence of this threshold is observed through the analysis of the spatial distribution of erosion rates, as well as in the pluviometry sequences. Such erosion threshold allowed to establish a simple erosion model based on the morphological parameters of local slope and plot length. The application of this model for the three different wine study areas revealed the importance of the variability in cultivation practices as a control parameter on sedimentary dynamic patterns.

Anthropic forcing is thus paradoxically illustrated in two ways : first, through high soil erosion rates, and secondly through the vine grower's will to maintain a tank colluvial by partial or total compensation of erosion, in particular by sediment supplies. This trade-off is essentially responsible for the observed variability in sedimentary dynamics on the forty vine plots distributed across the three hillslopes chosen as representative of the wine Coast area. This variability also has to be integrated in the very notion of terroir.

Keywords : erosion, sediment budget, runoff, RUM, vinegrowing, cultural practices, anthropisation, Côte d'Or, Monthélie, Aloxe-Corton, Vosne-Romanée.