



**UNIVERSITE DE REIMS CHAMPAGNE-ARDENNE**  
**ECOLE DOCTORALE SCIENCES DE L'HOMME ET DE LA SOCIETE (555)**

THESE

pour obtenir le grade de  
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE REIMS CHAMPAGNE-ARDENNE

Spécialité Géographie physique, humaine, économique et régionale

Thèse présentée et soutenue publiquement  
par

**Nicolas BOLLOT**

le 09 décembre 2014

**Les mouvements de terrain  
du vignoble champenois  
Approche géomorphologique et hydrologique**

**Tome 1**

JURY

M. Guillaume PIERRE	Professeur des Universités	Université de Reims Champagne-Ardenne (Directeur de Thèse)
M. Jean POESEN	Professeur des Universités	Université Catholique de Louvain (Rapporteur)
M. Pierre-Gil SALVADOR	Professeur des Universités	Université de Lille 1 (Rapporteur)
M. Alain DEVOS	Professeur des Universités	Université de Reims Champagne-Ardenne (Examineur)
M. Gilles GRANDJEAN	Ingénieur BRGM (HDR)	BRGM Orléans (Examineur)
M. Alain MARRE	Professeur Emérite	Université de Reims Champagne-Ardenne (Examineur, Président)
M. Olivier GARCIA	Ingénieur	CIVC (Invité)





**UNIVERSITE DE REIMS CHAMPAGNE-ARDENNE**  
**ECOLE DOCTORALE SCIENCES DE L'HOMME ET DE LA SOCIETE (555)**

THESE

pour obtenir le grade de  
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE REIMS CHAMPAGNE-ARDENNE

Spécialité Géographie physique, humaine, économique et régionale

Thèse présentée et soutenue publiquement  
par

**Nicolas BOLLOT**

le 09 décembre 2014

**Les mouvements de terrain  
du vignoble champenois  
Approche géomorphologique et hydrologique**

**Tome 1**

JURY

M. Guillaume PIERRE	Professeur des Universités	Université de Reims Champagne-Ardenne (Directeur de Thèse)
M. Jean POESEN	Professeur des Universités	Université Catholique de Louvain (Rapporteur)
M. Pierre-Gil SALVADOR	Professeur des Universités	Université de Lille 1 (Rapporteur)
M. Alain DEVOS	Professeur des Universités	Université de Reims Champagne-Ardenne (Examineur)
M. Gilles GRANDJEAN	Ingénieur BRGM (HDR)	BRGM Orléans (Examineur)
M. Alain MARRE	Professeur Emérite	Université de Reims Champagne-Ardenne (Examineur, Président)
M. Olivier GARCIA	Ingénieur	CIVC (Invité)



## Remerciements

Ce manuscrit est le résultat de trois années de recherches où j'ai pu constater à quel point la thèse était un travail aussi personnel que collectif. Cette thèse n'aurait en effet pas pu aboutir sans le concours de nombreuses personnes. A ce titre, mes premiers remerciements vont au CIVC et au BRGM qui ont soutenu financièrement mes travaux. Je tiens aussi, par ces quelques lignes, à remercier tous ceux qui m'ont apporté leur aide durant ces dernières années.

Je tiens à remercier en premier lieu **Guillaume Pierre**, professeur à l'Université de Reims Champagne-Ardenne et directeur de thèse, pour son soutien et l'aide qu'il m'a témoigné tout au long de ces années de recherches. Les nombreuses discussions et son sens de la rigueur m'ont beaucoup apporté. Je garderai toujours en mémoire son soutien sans faille lors de la période de rédaction.

Mes sincères remerciements vont également aux membres du jury chargés d'évaluer ce travail de thèse. En premier lieu, je remercie **Jean Poesen**, professeur à la KU Leuven, et **Pierre-Gil Salvador**, professeur à l'Université de Lille 1, pour avoir accepté de juger ce travail et d'en être les rapporteurs. Un grand merci également à **Alain Marre**, professeur émérite à l'Université de Reims Champagne-Ardenne, dont la connaissance du terrain a été d'une valeur inestimable. Il m'a aussi transmis sa passion tout au long de mes études. Je remercie également **Gilles Grandjean**, ingénieur BRGM, dont les compétences géophysiques et son expérience m'ont été d'une grande aide. Je tiens à remercier tout particulièrement **Alain Devos**, qui fait non seulement partie de mon jury mais qui m'a surtout accompagné et soutenu tout au long de ces trois années. Je ne compte plus les heures passées sur le terrain, à discuter, corriger et améliorer cette recherche toujours dans un esprit de rigueur scientifique.

Je remercie également les membres de mon comité de pilotage, notamment le CIVC qui a financé cette thèse. Merci donc à **Dominique Moncomble**, directeur technique et environnement, à **Olivier Garcia**, ingénieur agronome, pour nos nombreux échanges, et à **Laurent Panigai**, responsable viticulture, pour l'intérêt porté sur ce travail. Un grand merci également à **Vincent Barbin**, professeur à l'Université de Reims Champagne-Ardenne et directeur du GEGENA<sup>2</sup>, pour son accueil au sein du laboratoire, sa disponibilité et son intérêt pour mon sujet de recherche. Merci également à **Nicolas Zornette** qui, en tant que directeur de la Direction Régionale Champagne-Ardenne du BRGM, m'a apporté un soutien logistique et financier pour améliorer ce travail.

Un grand merci à toute l'équipe du GEGENA<sup>2</sup> pour son accueil. Je remercie tout particulièrement **Olivier Lejeune**, maître de conférences, et **Laurent Chalumeau**, ingénieur de recherches, pour leur aide, leur soutien et leur bonne humeur au quotidien. Merci

également à **Gilles Fronteau**, maître de conférences HDR, pour l'intérêt porté à mes recherches et les connaissances géologiques qu'il a partagé avec enthousiasme et à **Alexandra Conreux**, technicienne, pour son aide.

Je remercie également les membres de l'Institut LaSalle-Beauvais qui ont participé à ce travail de thèse. Merci donc à **Anne Combaud**, enseignant-chercheur, pour sa participation et son intérêt qui m'ont permis d'avancer grandement sur les investigations à Montchenot. Je remercie particulièrement **Margot Dupont**, **Camille Hubert** et **Thomas Thiebaud**, étudiants de l'institut, pour les nombreux jours passés sur le terrain dans des conditions pas toujours évidentes. De même, je remercie **Pascale Lutz**, enseignant-chercheur, pour leur encadrement et sa sympathie.

Je tiens aussi à remercier **François Langellier**, ingénieur au CIVC, pour sa disponibilité et son intérêt à l'heure de me communiquer les nombreuses données climatologiques dont j'ai pu avoir besoin.

Merci également à toute l'équipe de la Direction Régionale de Champagne-Ardenne du BRGM pour leur accueil. Merci particulièrement à **Christine Perot-Berat**, secrétaire, pour sa disponibilité et son aide dans l'organisation de mes déplacements. Merci également à **Murielle Chabart** et **Ysoline Hannion**, ingénieures, ainsi qu'à **Christian Maton**, directeur, **Sofiane Legendre** et **Etienne Merlin**, techniciens.

Je remercie également l'équipe du département Risques et Prévention du BRGM d'Orléans pour leur aide et leur accueil : **Rosalie Vandromme**, **Thomas Dewez**, **Séverine Bernardie** et **Nicolas Desmaraut**. Merci également à **Kevin Samyn** et **Benjamin François** pour les mesures géophysiques au glissement des Jacotines.

Je tiens également à remercier **André Varlet**, maire de la commune de Reuil, pour sa disponibilité, son aide et son enthousiasme au moment des investigations des Jacotines, ainsi que **monsieur et madame Galley** pour leur gentillesse et l'accès laissé à leur parcelle pour la réalisation du forage. Je remercie également **Didier Dumargne**, conseiller municipal à Villers-Allerand, pour l'accès laissé au domaine communal et son intérêt.

Merci à **Mathieu Demoulin**, ingénieur à Ginger CEBTP, qui a permis que le forage se réalise dans les temps malgré un calendrier serré et quelques difficultés.

Merci à **Christophe Mage**, de la DREAL Champagne-Ardenne, qui nous a gentiment fourni les données non publiées de la station hydrométrique de Verneuil.

Une pensée particulière pour **Cédric Martin** pour son aide lors de relevés topographiques. Même si la mire n'était pas assez haute, son aide a été précieuse ! De même, je remercie **Geoffroy Gobancé** pour les levés topographiques sous une pluie battante. Un merci à eux également pour leur soutien tout au long de ce travail de thèse.

Je remercie tout particulièrement **Guy Bollot**, mon père, pour son soutien tout au long de mes études mais aussi pour le prêt de véhicule tout-terrain et pour l'aide au bricolage de matériel « artisanal ».

Un immense merci à **Aline Lacaille**, ma fiancée, présente tout au long de ces années de labeur, dans les bons moments comme dans les moins bons. Merci de m'avoir accompagné tout au long de ce travail, de m'avoir soutenu et aidé et merci pour tous ces sacrifices.

Pour conclure, mes dernières pensées vont à ma **maman**, partie trop vite et trop tôt. J'aurais aimé lui montrer ce travail. Il lui est dédié.



## Résumé

Les nombreux mouvements de terrain qui affectent les versants du vignoble champenois sont à l'origine de coûteux dégâts. Les causes de leur déclenchement restent cependant indéterminées. Basé sur une méthodologie pluridisciplinaire, ce travail de recherche vise à comprendre l'origine et le fonctionnement de ces désordres. À l'échelle régionale, deux grands ensembles se distinguent et mettent en avant le rôle de la structure sur les dynamiques géomorphologiques. Au nord, la cambrure de versant domine. D'âge antésaalien, elle s'est produite en phase ana et/ou cataglaciale. Au sud, dans le secteur de la vallée de la Marne et de ses affluents, 264 glissements de terrain, d'âge tardiglaciaire pour la plupart, sont recensés. À l'échelle du bassin versant, les glissements de terrain se situent dans les secteurs à fort rendement hydrologique. En retour, leur présence modifie la répartition spatiale des sources : les plus profonds constituent une couverture semi-perméable déterminant un aquifère semi-captif. À l'échelle locale, les investigations géophysiques et piézométriques permettent de modéliser les relations hydrogéologiques entre formations superficielle et substrat. Il apparaît que les glissements ont une structure très hétérogène, que les circulations d'eau y sont réduites et ralenties dans la masse du mouvement, et enfin que les échanges avec le substrat se produisent le long du plan de cisaillement. Dans ces conditions, l'influence des facteurs climatiques actuels sur la réactivation des glissements est indirecte et faible.

---

**Mots-clés** : glissement de terrain, cambrure de versant, relief de faible énergie, géomorphologie, ressources en eau, vignoble champenois

---

Laboratoire GEGENA<sup>2</sup> - EA 3795  
UFR Lettres et Sciences Humaines  
Département de Géographie  
57, rue Pierre Taittinger  
51096 REIMS Cedex - FRANCE



## **Landslides in Champagne vineyards. Geomorphological and hydrological approach**

### **Abstract**

The numerous mass movements affecting the Champagne vineyards slopes cause expensive damages. However, triggering factors are still unknown. Using a multidisciplinary methodology, this research aims to understand the origin and the behavior of these instabilities. At a regional scale, two major groups are distinguished and show the importance of the geological structure on the geomorphological dynamics. Northwards, valleyside cambering of pre-Saalian age predominates. It took place during ana and/or cataglacial phases. Southwards, in the Marne valley and its tributaries area, 264 landslides, most of them dating from Tardiglacial period, are inventoried. At the watershed scale, areas with a high quantity of landslides correspond to the sectors of high hydrological yields. In return, the presence of landslides alters the spatial distribution of springs: deepest landslides constitute a semi-permeable cover leading to semi-confined aquifers. At the local scale, geophysical and piezometric investigations make it possible to model the hydrogeological relationship between superficial formations and substratum. It appears that landslides structure is heterogeneous, that the circulation of water is limited and slow in the landslide, and that the exchanges with substratum occur along the shear plan. Under these conditions, the influence of climatic factors on the current reactivations is both indirect and weak.

---

**Key-words:** landslide, valleyside cambering, low energy relief, geomorphology, water resources, Champagne vineyard

---

Laboratoire GEGENA<sup>2</sup> - EA 3795  
UFR Lettres et Sciences Humaines  
Département de Géographie  
57, rue Pierre Taittinger  
51096 REIMS Cedex – France



# Table des matières

Remerciements .....	3
Résumé .....	7
Abstract .....	9
Table des matières .....	11
<b>Introduction générale</b> .....	19
<b>Partie 1 : Contexte scientifique et cadre géographique de l'étude</b> .....	23
<b>Chapitre 1. Etat de l'art</b> .....	25
1.1. Les mouvements de terrain dans les régions de plaine et de bas plateaux .....	26
1.1.1. Bilan des recherche à l'échelle européenne .....	26
1.1.2. La recherche sur les mouvements de terrain en Champagne .....	27
1.1.3. Les études techniques en Champagne .....	29
1.2. L'âge des mouvements de terrain .....	34
1.2.1. Les premières propositions de datations en Champagne .....	34
1.2.2. Chronologie des mouvements de terrain en Champagne : rappel .....	34
1.2.3. <i>Fluctuations climatiques et mouvements de terrain</i> .....	37
1.3. Vers une approche renouvelée .....	39
1.3.1. Cartographie géomorphologique et inventaire .....	39
1.3.2. Pluviométrie et déclenchement des glissements de terrain .....	40
1.3.3. Questions en suspens et méthodologie .....	42
1.4. Conclusion du chapitre 1 .....	44

<b>Chapitre 2. Cadre général du vignoble champenois .....</b>	<b>45</b>
2.1. Cadre géographique et géomorphologique du vignoble champenois.....	46
2.1.1. Une région de bas plateaux .....	46
2.1.2. Un réseau hydrographique dense .....	48
2.1.3. Une région fortement marquée par la viticulture .....	49
2.2. Cadre structural du vignoble champenois .....	50
2.2.1. Lithologie des assises secondaires et tertiaires.....	50
2.2.2. Stratigraphie et variation des faciès.....	54
2.2.3. Les formations superficielles .....	55
2.3. Cadre hydro-climatique .....	56
2.3.1. Les principaux niveaux aquifères.....	56
2.3.2. L'hydrologie de surface .....	57
2.3.3. Les conditions climatiques .....	58
2.4. Conclusion du Chapitre 2 .....	61
<b>Conclusion de la Partie 1 .....</b>	<b>63</b>
<b>Partie 2 : Les mouvements de terrain dans le vignoble champenois.....</b>	<b>65</b>

<b>Chapitre 3. La cambrure de versant.....</b>	<b>67</b>
3.1. Caractérisation de la cambrure .....	68
3.1.1. Les déformations à l'échelle de l'interfluve.....	68
3.1.2. Les déformations à l'échelle des rebords de plateau.....	71
3.1.3. Les déformations à l'échelle des hauts de versant .....	74
3.2. Les mécanismes de la cambrure de versant.....	76
3.2.1. Structure et modelé des versants .....	76
3.2.2. Le processus de cambrure de versant.....	79

3.3.	La répartition spatiale de la cambrure de versant .....	81
3.3.1.	Déformation du Lutétien et cambrure de versant.....	81
3.3.2.	Faciès du Lutétien et cambrure de versant .....	85
3.4.	Conclusion du chapitre 3 .....	87
<b>Chapitre 4. Les glissements de terrain de la vallée de la Marne et de la Montagne de Reims.....</b>		<b>89</b>
4.1.	Inventaire .....	90
4.1.1.	Méthodologie de la cartographie géomorphologique.....	90
4.1.2.	Des versants affectés par les glissements de terrain.....	91
4.1.3.	Discussion .....	110
4.2.	Typologie des glissements de terrain.....	112
4.2.1.	Les glissements de type « Reuil » .....	112
4.2.2.	Les glissements de type « Vincelles ».....	114
4.2.3.	Les glissements de type « Châtillon ».....	115
4.2.4.	Les glissements de type « Romery ».....	117
4.2.5.	Les glissements de type « Germaine ».....	118
4.2.6.	Les glissements de type « Ay ».....	119
4.3.	Répartition spatiale des différents types de glissements .....	121
4.4.	Conclusion du Chapitre 4 .....	123
<b>Chapitre 5. Etude géophysique du glissement des Jacotines .....</b>		<b>125</b>
5.1.	Le glissement des Jacotines, présentation et méthode d'investigation.....	126
5.1.1.	Le modelé aux Jacotines .....	126
5.1.2.	Méthodes d'investigation .....	129
5.2.	Structure du glissement des Jacotines .....	132
5.2.1.	Profils sismiques .....	132
5.2.2.	Profils de résistivité électrique .....	134

5.2.3.	Fusion des données électriques et sismiques.....	135
5.2.4.	Interprétation du sondage carotté .....	138
5.3.	Structure interne et cinématique du glissement des Jacotines.....	140
5.3.1.	Structure interne du glissement des Jacotines .....	140
5.3.2.	Cinématique du glissement des Jacotines .....	143
5.4.	Conclusion du chapitre 5 .....	145
<b>Conclusion de la Partie 2 .....</b>		<b>147</b>

<p><b>Partie 3 : Fonctionnement et implications sur la morphogénèse.....</b></p>	<b>149</b>
--	------------

<b>Chapitre 6. Les facteurs de contrôle des mouvements de terrain du vignoble champenois à l'échelle du versant.....</b>		<b>151</b>
6.1.	Les facteurs de prédisposition aux glissements dans le vignoble champenois.....	152
6.1.1.	Répartition spatiale des types de glissement et géologie .....	152
6.1.2.	Morphométrie des glissements et géologie .....	157
6.1.3.	Les autres facteurs de contrôle .....	161
6.2.	Le rôle de l'Yprésien inférieur .....	163
6.2.1.	L'Yprésien inférieur dans le vignoble champenois.....	163
6.2.2.	Implications des caractéristiques de l'Yprésien inférieur sur les mouvements de terrain .....	165
6.3.	Le rôle de l'ensemble Yprésien supérieur-Lutétien inférieur et moyen .....	166
6.3.1.	L'aquifère tertiaire principale de la région.....	166
6.3.2.	Implication des caractéristiques de l'Yprésien supérieur et du Lutétien inférieur et moyen sur les mouvements de terrain .....	168
6.4.	Conclusion du Chapitre 6 .....	171

<b>Chapitre 7. Mouvements de terrain et ressources en eaux</b> .....	173
7.1. Ressources en eau et glissements de terrain .....	174
7.1.1. L'approche hydrologique .....	174
7.1.2. Matériel et protocole de mesures .....	180
7.1.3. Spatialisation de la ressource en eau .....	182
7.2. Organisation spatiale des sources et glissements de terrain .....	185
7.2.1. Ressources en eau et glissements de terrain dans le bassin versant de la Semoigne .....	189
7.2.2. Ressources en eau et glissements de terrain dans le vignoble champenois .....	192
7.3. Conclusion du Chapitre 7 .....	194
<b>Chapitre 8. Circulation de l'eau au sein d'un glissement : l'exemple de Montchenot.</b>	195
8.1. Le glissement de Montchenot, situation et méthodes d'investigation .....	196
8.1.1. Contexte géographique et géologique .....	196
8.1.2. Méthodes d'investigations .....	198
8.2. Morphologie et ressources en eau du glissement de Montchenot .....	199
8.2.1. Le modelé du glissement de Montchenot .....	200
8.2.2. Anatomie de la partie nord de la zone glissée .....	203
8.2.3. Suivi piézométrique du glissement de Montchenot .....	209
8.3. Hydrodynamisme du site de Montchenot .....	216
8.3.1. Caractérisation des eaux souterraines sur le versant stable .....	216
8.3.2. Circulation de l'eau dans le glissement .....	217
8.4. Conclusion du chapitre 8 .....	220
<b>Chapitre 9. Dynamique des versants et morphogénèse</b> .....	221
9.1. Mouvements de terrain et morphométrie des vallées .....	222
9.1.1. Morphométrie des vallées et cambrure de versant .....	222
9.1.2. Morphométrie des vallées et glissements de terrain .....	225

9.2. Les phases de déplacement des glissements de terrain.....	227
9.2.1. Ressources en eau et datation des glissements de terrain.....	227
9.2.2. Position des glissements sur les versants .....	228
9.2.3. Synthèse des phases de déplacement.....	229
9.3. Âge de la cambrure de versant .....	233
9.3.1. Genèse de la cambrure de versant .....	233
9.3.2. Éléments de datation de la cambrure de versant .....	234
9.4. Le rôle de l'état des réserves en eau .....	235
9.4.1. Les réserves en eau et la susceptibilité.....	235
9.4.2. Activité des glissements de terrain dans le vignoble champenois.....	237
9.4.3. Implications cyndiniques.....	239
9.5. Conclusion du Chapitre 9 .....	244
<b>Conclusion de la Partie 3 .....</b>	<b>245</b>
<b>Conclusion générale .....</b>	<b>247</b>
Références bibliographiques .....	249
Tables des figures.....	265
Liste des tableaux .....	269
<b>TOME 2 : Cartes géomorphologiques.....</b>	<b>271</b>
Table des matières du Tome 2.....	273
Les glissements de terrain du vignoble champenois.....	275
Légende des cartes géomorphologiques.....	277
Cartes géomorphologiques de la Montagne de Reims.....	279
Cartes géomorphologiques du bassin versant du Cubry.....	299

Cartes géomorphologiques de la vallée de la Marne.....	307
Carte géomorphologique du bassin versant du Brunet.....	321
Cartes géomorphologiques du bassin versant du Belval.....	325
Cartes géomorphologiques du bassin versant du Flagot.....	333
Cartes géomorphologiques du bassin versant de la Semoigne.....	339



## *Introduction générale*

Les mouvements de terrain, ensemble de phénomènes gravitaires affectant les formations superficielles ou le substrat, constituent un risque naturel majeur, d'autant plus remarquable que ces mouvements sont isolés. Plus spectaculaires en relief de montagne, ils affectent également, en fonction des conditions géologiques, des secteurs au relief moins énergique. Dans ce cas, ils sont, de nos jours, moins impressionnants, mais leur impact sur l'économie locale peut s'avérer tout aussi coûteux. Tel est le cas du vignoble champenois.

La locution « mouvement de terrain » recouvre une grande variété de processus dont la typologie a fait l'objet de plusieurs classifications basées sur des critères divers (type de mouvement, type de matériaux, vitesse de déplacement, état de saturation...). Ces classifications font débat (les premières datent de la fin du XIX<sup>ème</sup> siècle) et nous retiendrons celle proposée par le *British Geological Survey*, basée sur les classifications de Varnes (1978) et de Crusden et Varnes (1996) qui mettent en avant le type de matériaux et le type de mouvements. Elle présente l'avantage de mentionner les deux types de mouvements de terrain que l'on rencontre dans le vignoble champenois : les glissements et la cambrure de versant.

Les mouvements de terrain se définissent également en fonction de leur degré d'activité et/ou de la fréquence de cette activité. Cette information est capitale pour comprendre les causes et l'évolution du mouvement de terrain puisque l'activité est commandée par des facteurs déclenchant. Cette question est notamment traitée par J.-P. Flageollet (1996) qui qualifie l'activité d'un mouvement de terrain en fonction de sa période de retour, et en déduit de fait son âge (Tableau 0-1).

<b>Période de retour</b>	<b>Activité</b>	<b>Age</b>
<b>&lt; 1 jour</b>	Actif continu	Actuel
<b>&lt; 1 an</b>	Actif intermittent	Histoire récente
<b>1 – 10 ans</b>	Dormant épisodique fréquent	Histoire récente
<b>10 – 100 ans</b>	Dormant épisodique modéré	Histoire récente
<b>100 – 1000 ans</b>	Dormant épisodique rare	Histoire récente ou ancienne
<b>&gt; 1000 ans</b>	Stabilisé	Holocène, Pléistocène ou Pré-Quaternaire

Tableau 0-1 : Synthèse de la relation activité/âge des mouvements de terrain (d'après Flageollet, 1996).

Malgré des reliefs de faible énergie (dénivelé de 100 à 200 m), les versants du vignoble champenois, que nous délimiterons dans cette étude non pas à partir des contours de la surface AOC du Champagne, mais en s'en tenant aux terrains tertiaires de l'interfluve Marne/Vesle entre Reims, Épernay et Dormans (Montagne de Reims, vallée de la Marne et ses affluents, bassin versant de l'Ardre), sont affectés par de très nombreux mouvements de terrain, objet de recherches menées depuis les années 1980 au sein de l'Université de Reims et en collaboration avec le BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières) et le CIVC (Comité Interprofessionnel du Vin de Champagne). Le processus, largement sous-estimé sur les cartes géologiques antérieures à cette date, a fait l'objet d'une cartographie géomorphologique mettant en avant le caractère ubiquiste des mouvements de terrain, et l'ancienneté du phénomène. Cette cartographie révèle la grande densité de mouvements de terrain dans un contexte topographique de faible énergie, mais à la structure *a priori* défavorable à la stabilité des versants.

La densité et la répartition des mouvements de terrain sont donc connues mais nécessitent une mise à jour synthétique et quelques ajustements parmi lesquels la description de versants cambrés ajoute à la diversité des processus d'évolution des versants. Les causes et le fonctionnement des glissements de terrain –déclenchement initial et/ou réactivation – restent par contre largement inexplicables, et à plus forte raison les modalités de la cambrure de versant, qui n'avait jamais été décrite dans le vignoble. Les récents glissements de terrain de Rilly-la-Montagne en 1986 (Marre, 1987), de Cuis en 1988 (Guérémy et Vejux, 1987) ou de Boursault en 2000 (Dewez *et al.*, 2005), ont démontré que des glissements volumineux se produisent encore de nos jours, mais pour aucun de ces trois exemples les mécanismes précis n'ont été cernés. La majorité des glissements récents à actuels sont d'autre part des réactivations de grands glissements stabilisés ou dormants dont les conditions conjoncturelles de déclenchement sont elles aussi peu ou pas connues. Globalement, les conditions climatiques ne semblent pas fournir, à elles seules, toutes les clés d'explication.

L'approche géomorphologique, s'appuyant sur les résultats d'investigations géophysiques (méthode éprouvée sur des mouvements de terrain en milieu de montagnes, essentiellement) permet de déterminer la structure interne des masses déplacées. Couplée à une approche hydrologique (spatialisation des ressources en eau), elle doit aboutir à une modélisation du comportement hydrogéologique des mouvements de terrain (lié au transfert d'eau entre substrat et formations superficielles) susceptible d'expliquer leur répartition et leur occurrence.

La première partie de ce manuscrit a donc pour objectif de replacer les mouvements de terrain du vignoble champenois dans leur contexte scientifique, en analysant le corpus bibliographique, et environnemental, en présentant les grands traits du cadre morphostructural. Dans la deuxième partie est dressée une typologie complète, à la fois morphologique et structurale, des mouvements de terrain qui affectent les versants du vignoble champenois : la cambrure de versant, qui domine dans la partie nord du secteur étudié, et les glissements de terrains, qui occupent le reste du secteur, et dont la cartographie

figure dans le tome 2 de ce travail. Les facteurs structurels de ces glissements sont isolés. À plus grande échelle, la structure interne d'un glissement-type, celui des Jacotines, dans la vallée de la Marne, fait l'objet d'une description précise aux moyens de données géomorphologiques, géophysiques et géologiques. Dans la troisième et dernière partie les paramètres structurels (géologiques) et conjoncturels (hydroclimatologiques) sont croisés, afin de comprendre les relations entre ressources en eau et glissements de terrain. Le bassin versant de la Semoigne est pris comme exemple pour analyser la répartition des glissements selon l'optique hydrogéologique, et le glissement de Montchenot, équipé en piézomètres, est pris comme exemple pour analyser la circulation de l'eau à l'échelle du glissement. Les résultats fournissent les éléments utiles à une réflexion sur la datation des mouvements de terrain du vignoble champenois ainsi que sur les modalités de réactivation des glissements de terrain. En conclusion, l'apport de ces recherches à la cyndinique est discuté.



# Partie 1. Contexte scientifique et cadre géographique de l'étude

---





## *Chapitre 1. Etat de l'art*

À l'échelle européenne, les mouvements de terrain font l'objet de nombreuses études, le plus souvent en domaine montagneux, qui se déclinent en trois grands thèmes : 1) la cartographie et la caractérisation des mouvements de terrain, 2) les processus et les paramètres de contrôle, et 3) la modélisation de la susceptibilité, de l'aléa et du risque associé aux mouvements de terrain (Poiraud, 2012).

Malgré de nombreux cas d'instabilité, les régions de plaines et de plateaux du nord-ouest de l'Europe, parmi lesquelles le bassin de Paris, ont cependant été peu étudiées. Quelques exemples, en Belgique, en Normandie ou encore au Royaume-Uni, mettent pourtant en évidence des événements de grande ampleur et récurrents, qui présentent d'ailleurs des similitudes avec ceux qui affectent le vignoble champenois. À travers une revue bibliographique, ce chapitre fait le point sur l'état de connaissances sur les mouvements de terrain.

## 1.1. Les mouvements de terrain dans les régions de plaine et de bas plateaux

Les régions de relief de faible énergie, caractérisées par des commandements inférieurs à 200 m et des altitudes absolues modestes, peuvent être régulièrement affectées par des instabilités gravitaires. Tel est le cas du vignoble champenois, qui présente des points communs avec de nombreuses régions d'Europe dans lesquelles l'instabilité des versants fait l'objet de nombreuses publications.

### 1.1.1. Bilan des recherche à l'échelle européenne

Malgré un relief peu énergique, les paysages de Belgique ne sont pas exempts de mouvements de masse. Dans le pays de Herve (région de Liège), les glissements sont nombreux. Dans un contexte de bas plateaux où la craie repose sur des argiles et des sables campaniens, les glissements sont souvent anciens et profonds (Demoulin *et al.*, 2003). Stabilisés, ils font néanmoins régulièrement l'objet de réactivations partielles et/ou superficielles au gré de conditions météorologiques favorables. Les investigations s'orientent notamment sur la prédiction (Demoulin et Chung, 2007) et sur le rôle des activités humaines sur leur déclenchement (Preuth *et al.*, 2010). Dans les Ardennes Flamandes, les glissements de terrain sont également fréquents et ont aussi fait l'objet de nombreuses études. Les recherches portent ici sur les moyens de recensement et la cartographie de grands glissements profonds et sur leur datation, avec comme objectif, parfois, de fournir des cartes de susceptibilité (Van Den Eeckhaut *et al.*, 2005 ; Van Den Eeckhaut *et al.*, 2006 ; Van Den Eeckhaut *et al.*, 2007a ; Dewitte *et al.*, 2008 ; Van Den Eeckhaut *et al.*, 2009a ; Dewitte *et al.*, 2010). Certaines études tentent également de comprendre le rôle de l'activité humaine sur le déclenchement de glissements superficiels (Vranken *et al.*, 2013).

En Allemagne, les recherches sur les versants instables en relief de cuesta (Souabe) ou de bas plateaux (région de Bonn) mettent en relation les phénomènes d'instabilité et le climat, et évaluent l'impact manifeste des activités humaines sur leur déclenchement (Dikau *et al.*, 1996a ; Neuhäuser et Terhorst, 2007 ; Sass *et al.*, 2008 ; Schmidt et Dikau, 2004 ; Terhorst, 2007).

En Crimée, dans un relief de cuesta, où les calcaires jurassiques reposent sur des flysch du Trias à l'origine des mouvements (Panek *et al.*, 2009), les versants des vallées cataclinales sont affectés par des mouvements complexes (extension latérale, glissement, coulée, voire basculement) et anciens. Ils subissent aussi des réactivations récurrentes. Les facteurs de déclenchement sont multiples : structure, tectonique, capture hydrographique, incision des vallées et conditions climatiques (Panek *et al.*, 2008a, 2008b).

Le Royaume-Uni, notamment dans sa partie sud – sédimentaire – est également régulièrement touché par les mouvements de terrain. Si beaucoup d'études, notamment du *British Geological Survey*, se concentrent sur les phénomènes de cambrure de versant (*cf.* chapitre 3), de nombreux glissements de terrain *sensu stricto*, causant des dégâts importants, sont répertoriés dans la Yorkshire (Chambers *et al.*, 2011) ou encore dans le sud du Pays de Galles (Bentley et Siddle, 1996).

En France, au-delà du vignoble champenois, de nombreux secteurs du Bassin parisien sont affectés par des mouvements de masse. Plusieurs exemples sont répertoriés dans l'est du bassin de Paris, sur la cuesta du Bajocien (Toffolini et Rat, 1990), et de nombreuses études ont été menées en Normandie, dans le Pays d'Auge, où les instabilités sont fréquentes le long des côtes (Maquaire, 1990, 2000 ; Lissak, 2012) et en milieu continental (Fressard, 2013). Dans ces deux derniers exemples, la craie du Cénomani, qui forme la corniche, repose sur des alternances d'argiles, de sables, de marnes et de calcaires du Crétacé moyen et du Jurassique. Aux paramètres structuraux s'ajoutent le type d'occupation des sols et les conditions climatiques comme facteurs d'instabilité. De types variés (glissements, chutes de blocs, effondrements, coulées de boue), ces mouvements de terrain peuvent causer d'importants dégâts.

Toutes ces régions ont en commun des caractéristiques morphologiques et structurales semblables. Dans un contexte de bas plateaux et/ou de collines, les glissements de terrain affectent des versants de faible commandement et de valeur de pente inférieure à 20 %. Ces régions, dont la structure sédimentaire est généralement monoclinale (voire aclinale), présentent des faciès lithologiques propices aux mouvements de terrain, telles que des argiles ou des marnes, en alternance avec des formations potentiellement aquifères, cohérentes ou non (craie, calcaire, sable...).

### **1.1.2. La recherche sur les mouvements de terrain en Champagne**

En Champagne, les premières traces écrites relatant des instabilités de versants apparaissent dès le milieu du XX<sup>ème</sup> siècle (Poinsot, 1946-1947). Elles traitent du glissement de Champillon, sur le versant sud de la Montagne de Reims, où le tracé de la route D251 (anciennement RN51) a dû être rectifié en 1936. Cette route, construite en 1852, avait en effet pris la forme d'un arc de cercle de rayon de 13 à 14 mètres, vers le lieu-dit « les Rosières ». Des travaux ont donc été effectués pour retrouver un tracé plus rectiligne. Le segment en arc de cercle a été transformé en parking, qui existe encore aujourd'hui. Sur la route, certains indices (déformations, fissures...) prouvent que le glissement est toujours actif (Figure 1-1).

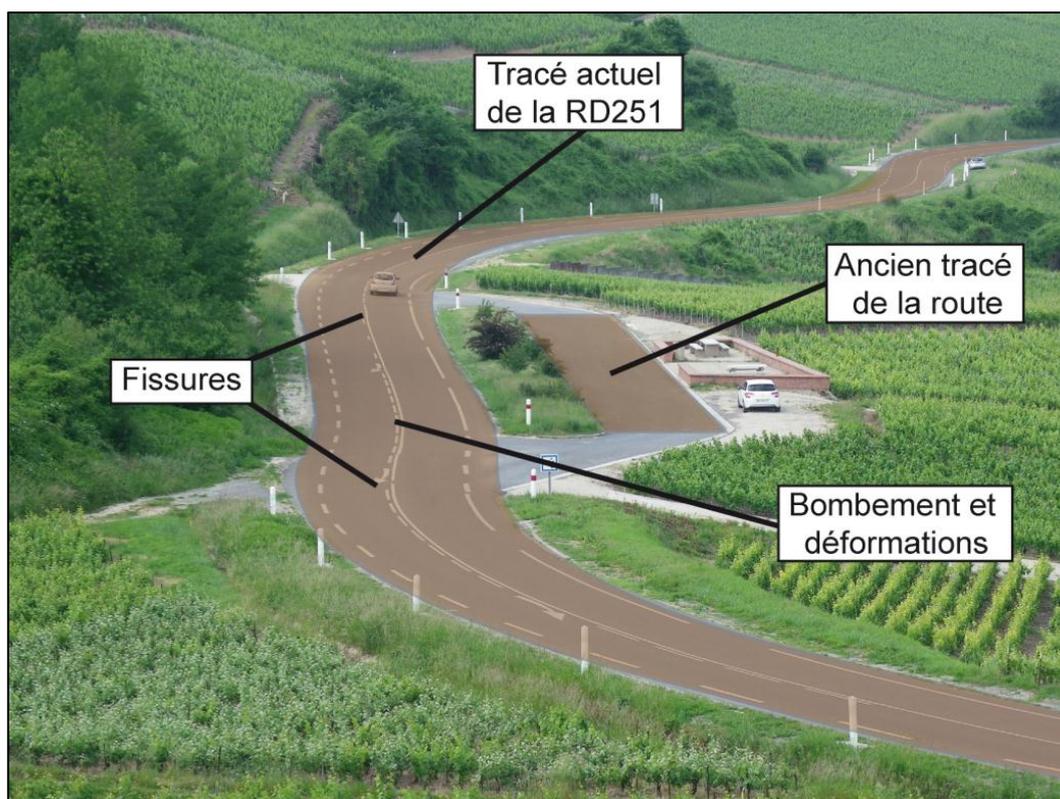


Figure 1-1: Déformations actuelles sur la RD 251, liées au glissement de terrain de Champillon.

Si les géologues ont longtemps négligé les mouvements de terrain (et la dynamique de surface, d'une manière générale), quelques observations de glissements « profonds et anciens » figurent dans les notices des cartes géologiques au 1/50 000 du BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières). Réalisée à la fin des années 1960, la notice de la feuille de Château-Thierry mentionne des « *éboulis de pente* » très fréquents mais qui « *la plupart du temps, (...) n'ont pas été représentés, afin de faciliter la lecture de la carte.* » (Bliet, 1969). En 1977, parlant des niveaux de l'Yprésien et du Lutétien inférieur, J.-N. Hatrival écrit dans la notice de la feuille d'Épernay : « *il est fréquent de retrouver ces couches glissées en masse sur le versant des vallées* », puis précise « *aussi retrouve-t-on des sables cuisiers descendus en conservant leur stratification, en masses suffisamment importantes pour être exploitées* » (Hatrival, 1977). Les glissements de terrains (ou des anomalies de gisement interprétées comme tel) sont ainsi pour la première fois répertoriés, mais sous-estimés en dehors de l'observation de phénomènes de solifluxion. Les glissements les plus importants ne sont pas définis comme tels et assimilés à des phénomènes tectoniques, comme à Passy-Grigny. La notice de la feuille d'Avize (Laurain, 1986), fait elle aussi référence à des instabilités de versants lors du Quaternaire : « *Le façonnement par les phénomènes périglaciaires quaternaires est très important : on leur doit l'emportement des flancs des vallées et de la cuesta par d'importantes coulées de solifluxion ainsi que de nombreuses coulées boueuses, des éboulements et des glissements de terrain* ». Les mouvements de terrain en général, et les glissements en particulier, n'ont donc pas été ignorés dans les travaux de cartographie géologique du secteur, mais leur ampleur a été sous-estimée, montrant le faible intérêt qui leur était porté.

Dans les années 1980, les mouvements de terrain du vignoble champenois ont connu un regain d'intérêt, particulièrement à la suite des glissements qui se sont produits à Rilly-la-Montagne en 1986 (Marre, 1987) et à Cuis en 1988 (Guérémy et Vejux, 1987). Le mouvement de Rilly-la-Montagne, situé sur le versant nord de la Montagne de Reims, est à l'origine d'une évolution importante dans l'interprétation des mouvements de terrain de la région, jusqu'ici expliqués par un sapement basal, dans des ambiances périglaciaires. En effet, il s'est produit sur le haut du front de cuesta, dans des conditions climatiques tempérées, et loin de tout cours d'eau déstabilisant. Quant au glissement de Cuis, analysés comme une réactivation partielle d'un glissement de terrain plus large, déjà repris plusieurs fois au cours du Quaternaire (Guérémy et Vejux, 1987), il fait suite à des travaux de terrassement entrepris dans le cadre de l'aménagement du vignoble.

Grâce à la cartographie géomorphologique, et notamment avec le développement de la méthode champenoise (Guérémy et Marre, 1996), la question du nombre et de l'âge des mouvements de terrain affectant le vignoble est abordée en combinant deux approches : 1) une étude spatiale, qui montre des mouvements de terrain très nombreux et souvent coalescents (Cozeret, 1987), et 2) une étude chronologique basée sur le modelé et la géométrie des formes. Dans les années 1990 et 2000, de nombreuses études se développent autour de la cartographie géomorphologique. L'objectif est d'abord d'inventorier tous les mouvements de terrain des versants de la vallée de la Marne et de la Montagne de Reims (Rousseau, 1991) puis de comprendre leur nature et leur origine (Framery, 1993), pour ensuite dater chaque phénomène de façon relative (Marre, 2004). Il apparaît ainsi que le versant nord de la vallée de la Marne et littéralement couvert de glissements de terrain (Satabin, 1990 ; Guérémy et Marre, 1991 ; Simon, 2000). Il en est de même du versant sud de la vallée de la Marne et du pourtour de la Montagne de Reims (Marre et Laurain, 1996 ; Zornette *et al.*, 2006a ; Pasquier, 2007 ; Bollot, 2009 ; Simon, inédit). Tous les travaux récents font état d'un nombre très importants de glissements de terrain qui viennent draper en quasi-continuité l'ensemble des versants (Van Den Eeckhaut *et al.*, 2010). En parallèle, la chronologie relative des événements est précisée (Marre *et al.*, 1997).

### **1.1.3. Les études techniques en Champagne**

De nombreuses études techniques (appuis aux administrations, avis d'expert), à grande ou petite échelle, ont été menées sur les mouvements de terrain de la vallée de la Marne et de la Montagne de Reims, dans le cadre de collaborations entre le BRGM et l'Université de Reims.

#### **1.1.3.1. Les études portant sur des événements ponctuels**

Les diagnostics portant sur des événements ponctuels (mouvements récents et actuels, généralement décrits comme des réactivations de mouvements plus anciens et aujourd'hui dormants) sont le plus souvent demandés par les collectivités et diligentés par le BRGM, à la

suite d'épisodes à l'origine de dégâts. Ils ont généralement pour but d'identifier le phénomène et de donner des recommandations ou des préconisations pour stopper les processus et/ou minimiser leur impact. Il s'agit généralement de mouvements de terrain d'emprise modeste, souvent peu profonds et provoqués par les activités humaines, principalement dans les vignes (plantations, modifications de la topographie du versant, travaux divers de drainage). À Vandières, par exemple, les désordres sont provoqués par le nivellement réalisé en bas de versant et qui résulte en un talus de hauteur métrique (Pannet, 2008). Cet aménagement a supprimé la butée de pied et entraîné la réactivation partielle d'un glissement plus important et ancien, privé de ses contreforts (Figure 1-2).

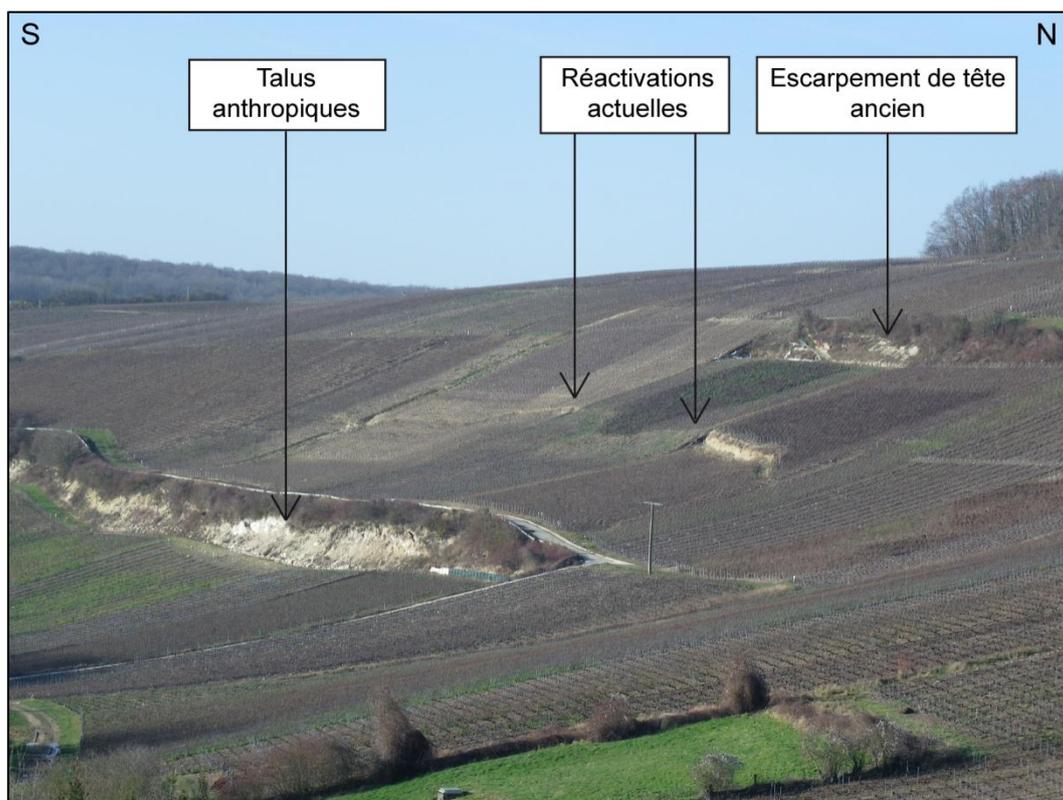


Figure 1-2 : Le glissement actuel de Vandières au lieu-dit Les Tuileries (vallée de la Marne).

Les études techniques ne rendent pas toujours compte de la multiplicité possible de l'origine anthropique des instabilités. Ainsi, à Grauves (versant ouest de la Montagne d'Avize), par exemple, les plantations qui venaient d'être réalisées dans les vignes ne doivent pas être mises en cause pour expliquer le glissement de 2009 : l'hypothèse d'une fuite de canalisation ou d'ouvrages hydrauliques datant de 1934, notamment au niveau du drain passant juste au-dessus du glissement, est plus probable (Bollot et Thuon, 2009).

### 1.1.3.2. Les études globales

En complément des études ponctuelles, qui renseignent sur des phénomènes de réactivation et permettent d'améliorer la connaissance des processus, le besoin d'une réflexion globale et appliquée s'est rapidement imposé afin de répondre aux problèmes concrets d'exploitation rencontrés par les vignerons sur l'ensemble du vignoble champenois, mais aussi par les municipalités, dans le cadre de leur développement. À ce titre, le BRGM et le CIVC (Comité Interprofessionnel du Vin de Champagne) se sont associés pour éditer des cartes d'aléa mouvement de terrain portant sur le vignoble, et dont l'intensité se décline en quatre catégories : faible, modéré, fort et très fort (Figure 1-3). Ces cartes ont pour objet l'identification des zones nécessitant une gestion spécifique (Laville *et al.*, 1993).

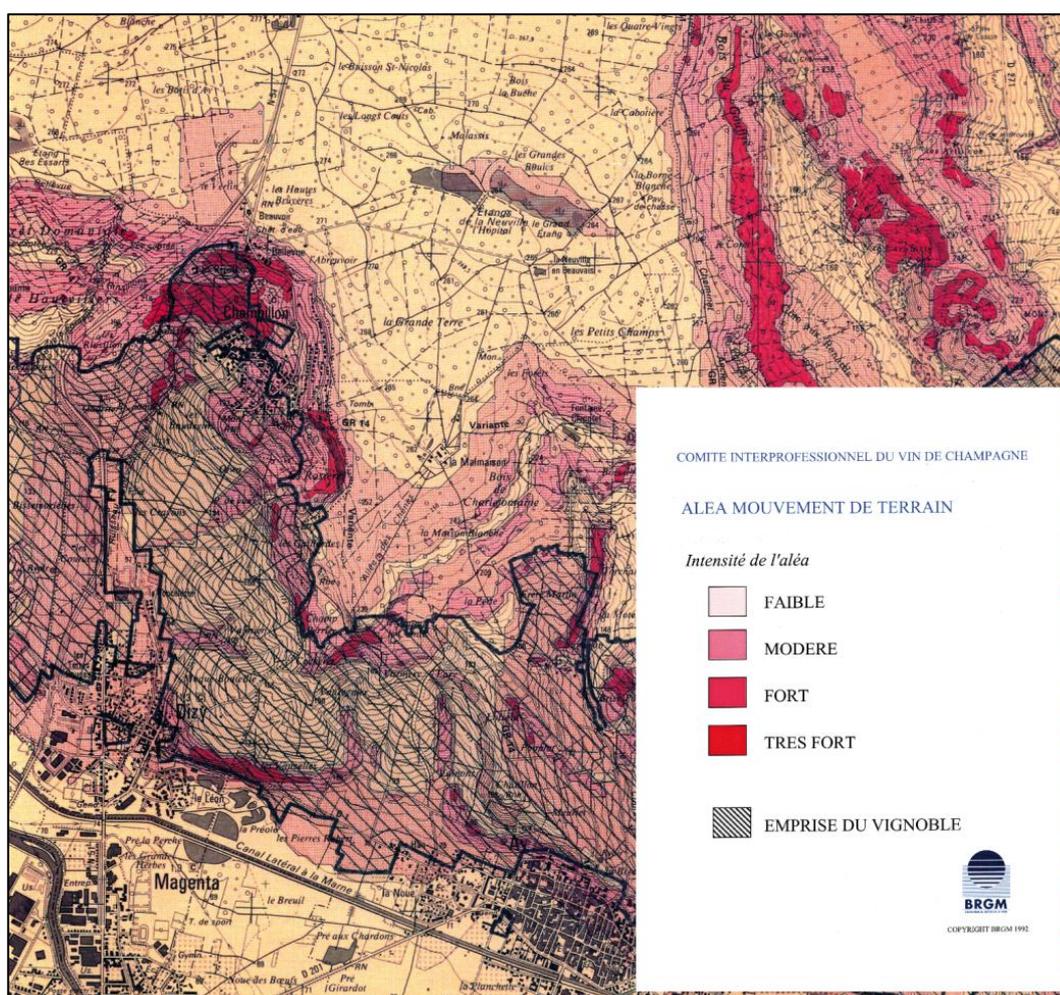


Figure 1-3 : Extrait de carte d'aléa mouvement de terrain, commune de Champillon (Laville *et al.*, 1993).

Plus récemment, la Direction Régionale de l'Environnement (DIREN) de Champagne-Ardenne a confié au BRGM, après prescription, la réalisation d'un PPR pour le secteur de la vallée de la Marne et de la Côte d'Ile-de-France. Cette étude comprend quatre phases :

- Un inventaire des phénomènes historiques, basé sur une recherche bibliographique complète, une enquête auprès des communes et des vérifications sur le terrain ;
- La caractérisation de l'aléa, basée sur la combinaison d'une étude de terrain et de la réalisation d'une cartographie sous SIG (pente, géologie...) ;
- L'identification des enjeux, qui distingue les enjeux surfaciques (zone viticole, zone agricole, zone urbaine et urbanisable, zone forestière et naturelle), les enjeux linéaires (réseaux routiers, lignes électriques, réseaux de gaz...) et les enjeux ponctuels (école, mairie, caserne de pompiers, musée, château d'eau...) ;
- Une proposition de zonage réglementaire vis-à-vis du risque considéré, qui synthétise l'ensemble des résultats des trois phases précédentes.

Découpée en trois commandes, cette étude est donc la plus complète sur les mouvements de terrain du secteur de la vallée de la Marne et de la Côte d'Ile-de-France. Elle constitue une source majeure d'informations, tout en précisant et en actualisant les différents travaux déjà effectués. Les résultats confirment notamment la prédominance du processus glissement de terrain sur les versants de la vallée de la Marne et de la Montagne de Reims. La cartographie distingue trois périodes d'activité : pléistocène, holocène, et récent à actuel (Figure 1-4).

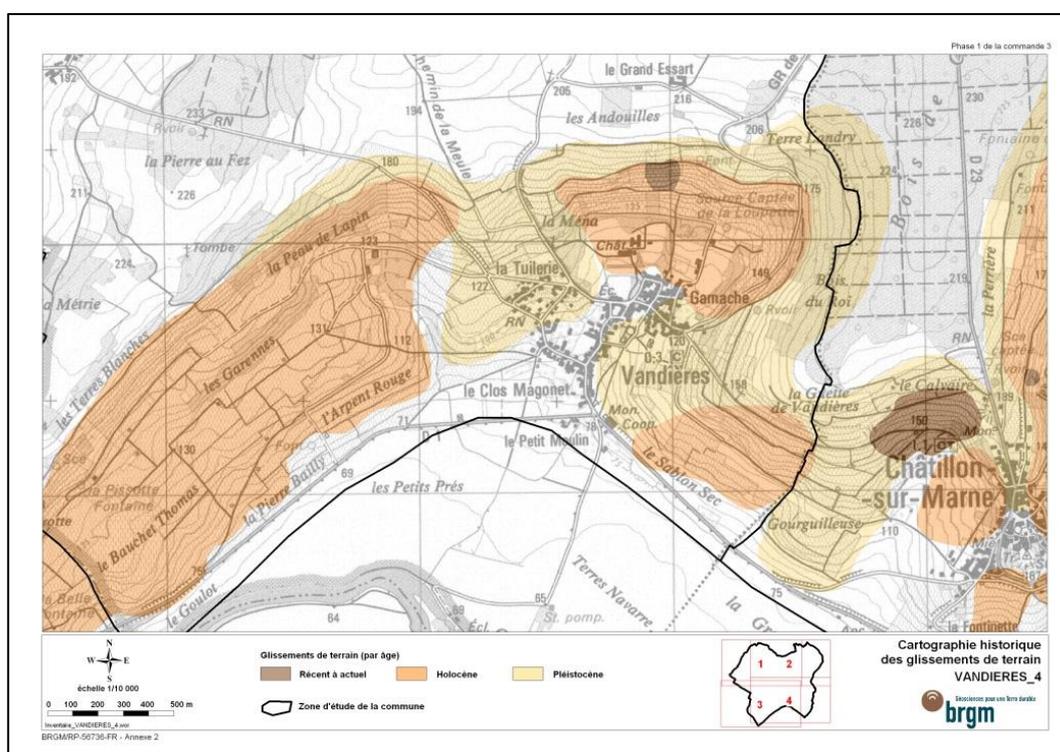


Figure 1-4 : Carte d'inventaire des glissements de terrain, exemple de Vandières, vallée de la Marne (Pannet *et al.*, 2008).

Ces cartes d'inventaire sont ensuite couplées avec les cartes d'aléa (Figure 1-5), élaborées à partir d'investigations sur le terrain et de recherches sous SIG. Elles rendent compte de l'activité actuelle et de la susceptibilité des phénomènes.

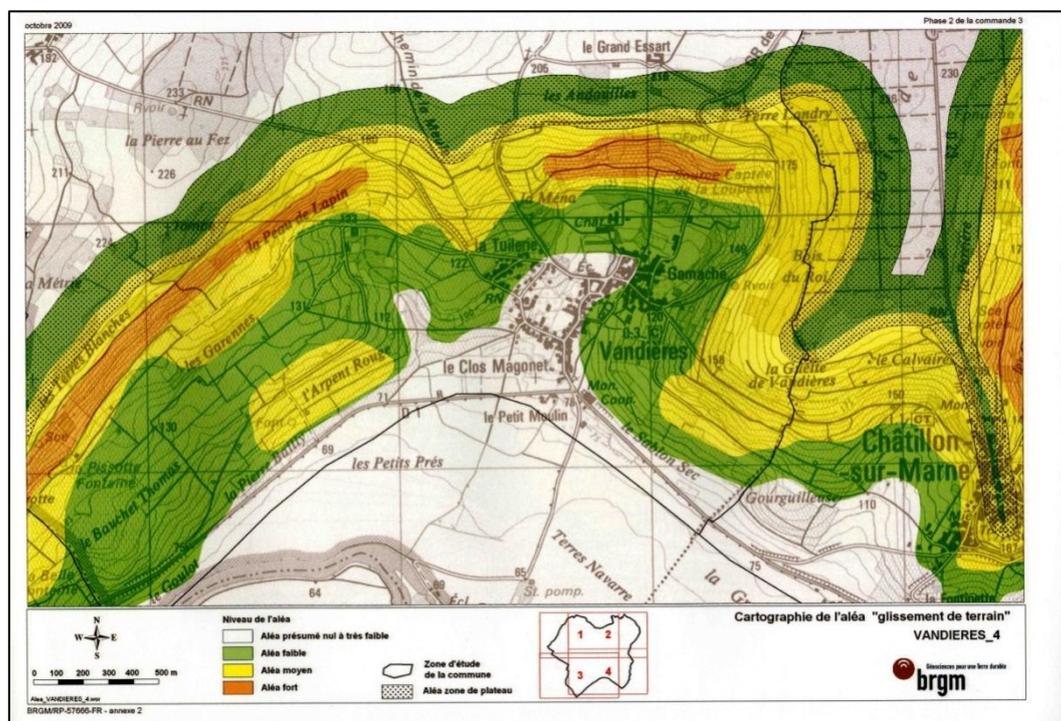


Figure 1-5 : Carte d'aléa glissement de terrain, exemple de Vandières, vallée de la Marne (Zornette *et al.*, 2009).

Les différentes analyses d'experts, à petite ou à grande échelle, apparaissent ainsi comme le moyen le plus efficace pour obtenir des informations sur les instabilités de versant dans le vignoble champenois. Dans un but de préconisation et de gestion du risque, ces analyses, souvent réalisées avec le concours de l'Université de Reims Champagne-Ardenne, sont donc la source la plus fiable et la plus concrète pour fournir de nouveaux arguments sur l'évolution des versants du secteur et donc sur le déclenchement, l'évolution ou la réactivation des mouvements de terrain.

## 1.2. L'âge des mouvements de terrain

En l'absence de datations absolues ( $^{14}\text{C}$ , U-Th...), l'analyse de différents indices de terrain permet de proposer une datation relative.

### 1.2.1. Les premières propositions de datations en Champagne

Comme évoqué plus haut, les premières propositions de datation apparaissent dans les notices des cartes géologiques, en même temps que les premières mentions des mouvements de terrain. Si, sur la feuille de Château-Thierry, ne figurent pas les glissements de terrain qui affectent les versants de la vallée de la Marne, la notice fait cependant référence à des éboulis (*cf. supra*). Cependant, aucun âge n'est avancé. Il faut attendre 1977 et la publication de la feuille d'Épernay pour voir les premières mentions de glissements de terrain assortis d'une datation. Si elles ne sont pas rapportées précisément par un figuré sur la carte, les « *couches glissées* » font l'objet d'un paragraphe entier où il est expliqué que ces phénomènes ont lieu à la faveur de « *conditions climatiques périglaciaires* ». Peu précis, ce discours témoigne tout de même de formes « dormantes », voire fossiles, héritées des périodes froides du Quaternaire. La notice de la feuille d'Épernay mentionne également des réactivations, désignées comme « *processus d'accumulation par gravité – solifluxion* » qui se produisent en partie dans « *les conditions climatiques actuelles, en particulier lors des dégels et des précipitations abondantes* ». Il est aussi mentionné que le phénomène est fréquent dans la vallée de la Marne et joue un rôle important dans le modelé des versants. En outre, le facteur anthropique est pointé : « *une mise en culture parfois intempestive qui a provoqué, au cours des siècles, une intense érosion anthropique, responsable d'accumulations notables* ».

Il s'agit donc ici d'un premier essai de datation, établi en référence aux facteurs de déclenchement *a priori* principaux : les conditions climatiques et le forçage anthropique, très important dans le vignoble champenois à cause des méthodes de culture. Deux périodes se distinguent : (1) une période où les conditions climatiques sont de type périglaciaire (sans plus de précision) et propices au déclenchement des plus gros et profonds glissements de terrain et (2) une période récente à actuelle où les conditions climatiques sont les mêmes que maintenant, et à l'occasion propices aux réactivations partielles et plus superficielles.

### 1.2.2. Chronologie des mouvements de terrain en Champagne : rappel

Jusqu'ici, les recherches sur l'âge des mouvements sur les versants, âge établi sur le terrain à partir de critères morphologiques, stratigraphiques et sédimentologiques (régularisation des formes, principes de recoupement et de recouvrement, analyse de coupes), ont abouti à l'établissement d'une chronologie relative plus précise que celle mentionnée dans les notices

de cartes géologiques. Au moins trois générations de mouvements sont identifiées (Guérémy et Vejux, 1987 ; Guérémy, 1993) :

- Les mouvements les plus anciens, régularisés, antérieurs à la dernière phase froide ;
- Les mouvements dits holocènes ou de la fin du Würm, aujourd'hui dormants ;
- Les mouvements actuels, souvent des coulées, sous forme de réactivations partielles.

Cette chronologie se base sur l'analyse des formes. Ainsi, les mouvements les plus anciens sont caractérisés par une forte régularisation de leur profil, datant de la dernière phase froide (versant réglé). Il est donc impossible de délimiter avec précision l'emprise du phénomène et les formes qui lui sont associées. Les mouvements rapportés à l'Holocène sont quant à eux plus facilement identifiables puisqu'ils n'ont pas été estompés par une dynamique postérieure à leur fonctionnement. Généralement d'ampleur importante, ces mouvements ont souvent une composante rotationnelle et sont considérés comme « dormants ». Ils sont cependant souvent le siège de réactivations partielles.

Les études menées sur des coupes et des tranchées, notamment dans la vallée du Cubray (Figure 1-6), ont permis de confirmer et de préciser cette chronologie (Marre *et al.*, 1997) :

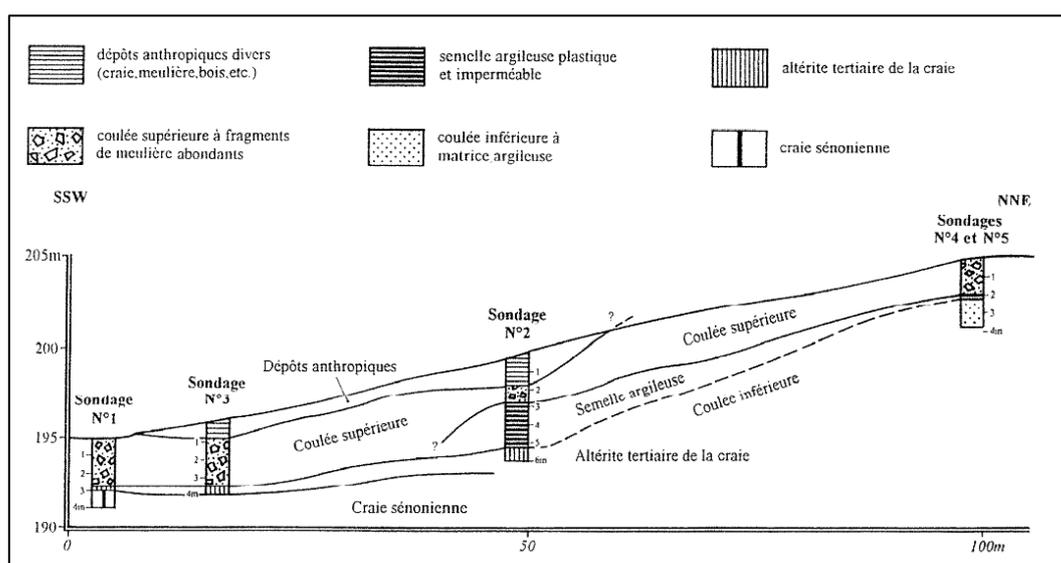


Figure 1-6 : Coupe interprétative de la superposition de deux coulées, à partir de sondages dans la vallée du Cubray (d'après Marre *et al.*, 1997).

- Les mouvements très anciens, difficilement repérables car recouverts de « head ». Leur régularisation par des formations superficielles d'ambiance froide (formation gélifluidale périglaciaire) permet de les considérer comme antérieurs à la dernière période glaciaire du Pléistocène.

- Les mouvements anciens, dont les escarpements de tête en arc de cercles ont discernables, bien qu'également adoucis par des formations de type « *head* ». Plus volumineux que les précédents, ils sont également rapportés au Pléistocène.
- Les mouvements récents, soit complexes (composés d'un glissement rotationnel associé à une coulée ; les escarpements de tête sont abrupts et aucune formation périglaciaire ne les recouvre), soit sous la forme de coulées qui naissent au pied des glissements anciens. Ils sont datés de l'Holocène, car postérieurs à la dernière période froide du Quaternaire.
- Les mouvements très récents, dont l'âge est connu *via* des témoignages oraux ou écrits. Généralement beaucoup moins volumineux que les précédents, ils résultent des conditions climatiques actuelles.

La méthode de cartographie géomorphologique champenoise fait largement écho à cette chronologie. Cependant, la distinction faite entre les deux générations d'instabilités d'âge pléistocène est difficile à représenter. Finalement, pour modéliser l'évolution des versants à l'échelle du Quaternaire, le protocole établi par Guérémy et Marre (1996) sert de base à toutes les représentations cartographiques (Tableau 1-1).

Age	Ancien (Pléistocène)		Récents (Holocène)	
			plus de 10 ans	moins de 10 ans
Fréquence	Nulle	Indéterminée		Annuelle
Activité	Processus éteint	Processus fortement dormant	Processus dormant	Processus actif
Valeurs des couleurs correspondantes	Valeur claire		Valeur moyenne	Valeur foncée

Tableau 1-1 : Degrés d'activités des processus morphogéniques et âge (d'après Guérémy et Marre, 1996).

Ce protocole se rapproche de celui utilisé par J. McCalpin (1984). Cet auteur explique en effet que si les formes peuvent rester longtemps inscrites dans le paysage, elles s'estompent progressivement par une usure dont l'efficacité dépend de plusieurs facteurs, tels que le type de mouvement, la lithologie, la végétation ou encore le climat (Figure 1-7). Il n'en reste pas moins que l'âge de la forme est déduit de sa fraîcheur.

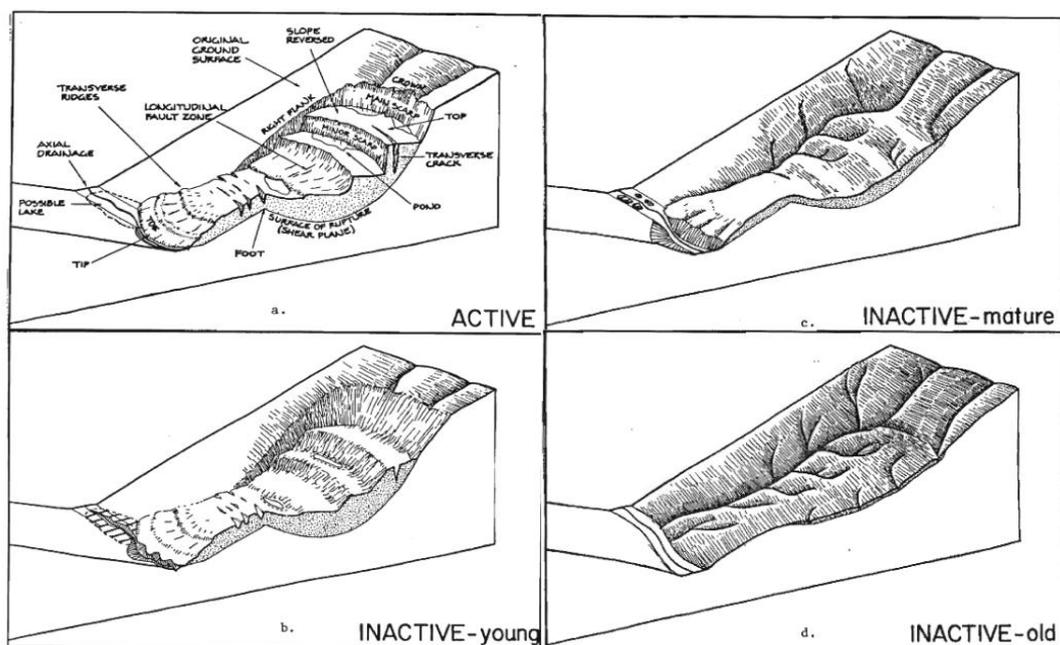


Figure 1-7 : Changements morphologiques d'un glissement au cours du temps (d'après McCalpin, 1984).

Jusqu'au récent PPR glissements de terrain de la Côte d'Ile-de-France et de la vallée de la Marne, l'appréhension des glissements de terrain s'est faite à partir d'un scénario en trois actes (Rousseau, 1993 ; Pasquier, 2007 ; Bollot, 2009), permettant d'extrapoler les conditions de déclenchement : 1) les mouvements de terrain anciens contemporains d'une phase de réchauffement climatique avec fonte du pergélisol apportant beaucoup d'eau ; 2) les mouvements « holocènes » produits lors d'une phase humide indéterminée ; 3) les mouvements récents à actuels qui répondent à des conditions climatiques contemporaines.

### 1.2.3. Fluctuations climatiques et mouvements de terrain

En Europe, des datations rendent compte de plusieurs périodes favorables à l'activité des mouvements de terrain de type glissement. Les travaux entrepris dans les Alpes, en Crimée ou encore en Belgique convergent vers les mêmes périodes d'activité, quelles que soient les méthodes de datation employées (dendrochronologie, palynologie, radiocarbone...). Trois périodes d'activité se détachent, que ce soit en milieu montagnard ou en région de bas plateaux, et malgré l'écart longitudinal entre les sites étudiés (Figure 1-8).

- Une première phase d'instabilité majeure va du Tardiglaciaire au Préboréal. Marquant la transition entre Pléistocène et Holocène, cette période est caractérisée par un réchauffement climatique important (Bosselin et Djindjian, 2002) interrompu par l'épisode froid du Dryas récent. Dans ces conditions, les instabilités ont lieu suite notamment à la fonte du pergélisol (Panek *et al.*, 2008b ; Panek *et al.*, 2010a ; Panek *et al.*, 2012) ou, en milieu montagnard, aux effets de décompression et de détente mécanique sur les versants (Cossart *et al.*, 2008 ; Di Maggio *et al.*, 2013).

- Une phase de réactivations court de la fin de l'Atlantique au Subboréal, à la faveur de conditions climatiques plus fraîches et humides (Borgatti et Soldati, 2010 ; Wanner *et al.*, 2011) . De nombreuses études montrent que ces périodes ont été très propices aux instabilités (Soldati *et al.*, 2004 ; Hradecky *et al.*, 2007 ; Van Den Eeckhaut *et al.*, 2007a ; Panek *et al.*, 2008a ; Gioia *et al.*, 2010 ; Panek *et al.*, 2011 ; Panek *et al.*, 2013 ; Zerathe *et al.*, 2014).
- Une phase subatlantique, notamment lors du Petit Age Glaciaire, correspond à une oscillation fraîche mais aussi à une période de pression anthropique accrue (Gonzalez Diez *et al.*, 1996). La période antique (particulièrement l'époque romaine), plus humide, est aussi propice aux déclenchements de mouvements de terrain (Schoeneich *et al.*, 1996). Dans sa globalité, cette dernière phase est toutefois marquée par des phénomènes plus modestes (Astrade *et al.*, 1998).

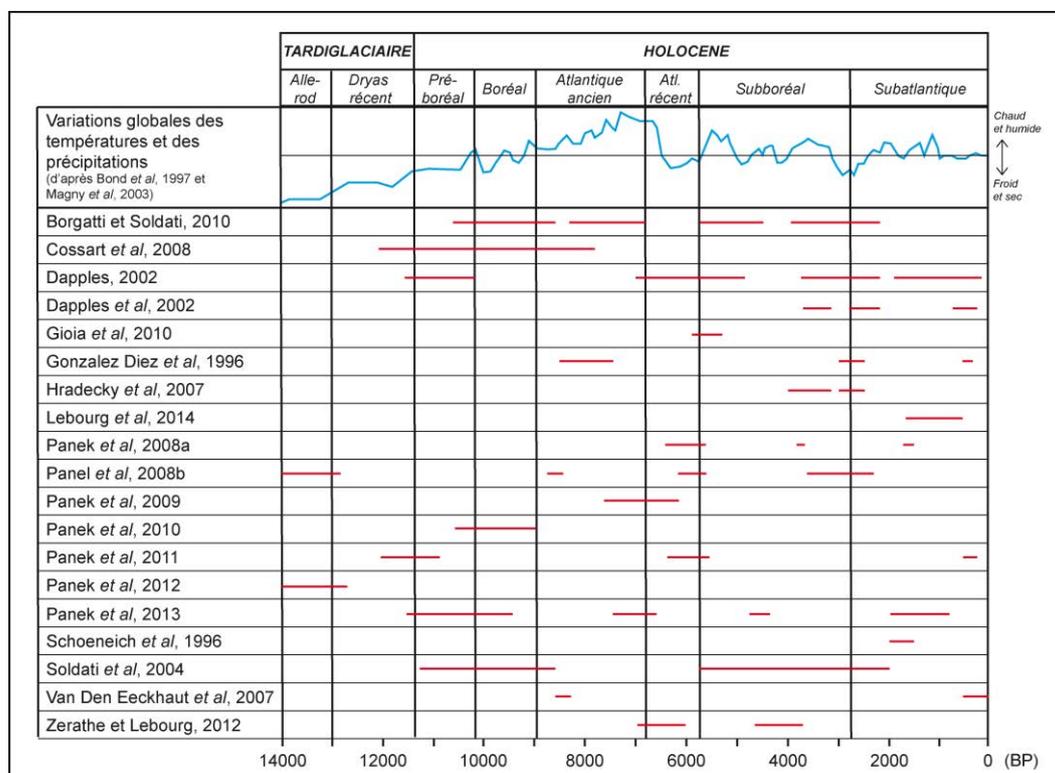


Figure 1-8 : Synthèse de la chronologie des phases d'instabilité en Europe.

Pour certaines régions, l'activité sismique s'ajoute au forçage climatique (Huynh, 2005 ; Qi *et al.*, 2010). Dans ce cas, le mouvement de terrain est aussi la conséquence d'un facteur stochastique et donc imprévisible. Enfin, l'évolution d'un versant répond également à la « position du système géomorphologique dans le "cycle d'érosion" », ce qui influe donc sur sa sensibilité aux diverses instabilités gravitaires, dont les glissements de terrain (Poiraud, 2012), ce qui rejoint le scénario de J. McCalpin (1984). Ces datations, plus précises que celles déterminées par le biais de l'analyse des formes dans la région champenoise, corroborent toutefois l'existence de trois phases d'instabilité depuis le Tardiglaciaire inclus. Une activité

antérieure à la dernière phase froide est aussi décrite dans quelques publications en Europe ou en Afrique du Nord (Busche, 2001 ; Mather *et al.*, 2003). Au total, l'analyse de la bibliographie montre un large panel de résultats convergents sur l'âge des mouvements de terrain, et implicitement, cette chronologie exprime l'influence des conditions climatiques.

### 1.3. Vers une approche renouvelée

Notre propos sera donc, à partir d'un inventaire cartographique des mouvements de terrain, de déterminer les principes de leur fonctionnement, en tenant compte de l'ensemble des facteurs structurels et conjoncturels susceptibles d'avoir un rôle : parmi eux, les ressources en eaux et le comportement hydrodynamiques à l'interface substratum-formations superficielles n'ont jamais fait l'objet de recherches spécifiques.

#### 1.3.1. Cartographie géomorphologique et inventaire

L'inventaire des mouvements de terrain consiste à les dénombrer et la cartographie à en délimiter l'emprise et les processus qui les régissent. La réalisation de la carte s'appuie sur des observations indirectes (photo-interprétation, télédétection diverse, archives) et sur des observations directes sur le terrain, où l'on vérifie en outre le bien fondé des interprétations découlant des observations indirectes (Van Den Eeckhaut *et al.*, 2005 ; Guzzetti *et al.*, 2012). Certains auteurs ont d'ailleurs souligné (Figure 1-9) à quel point le degré de connaissance du terrain conduit à des interprétations très différentes (Van Westen *et al.*, 2006).

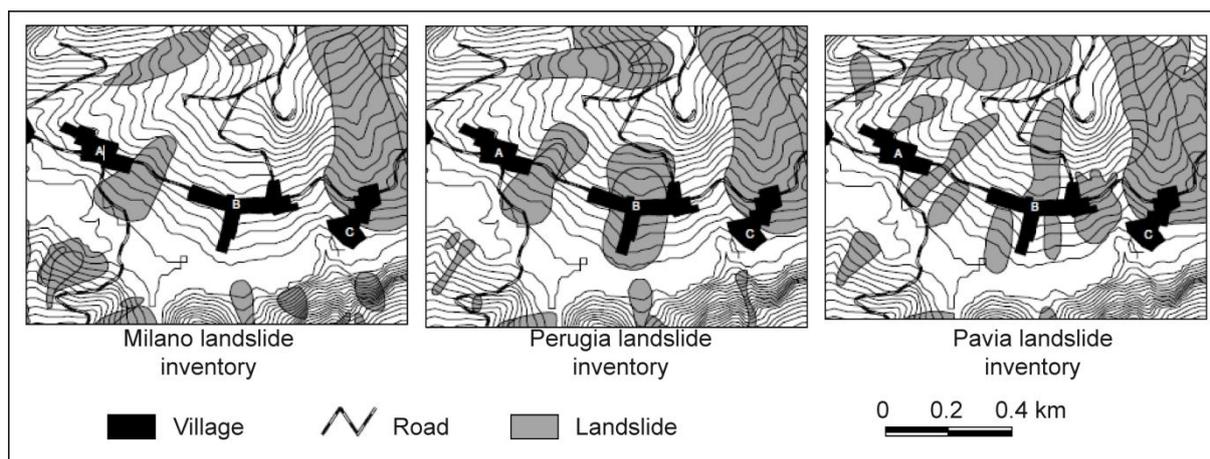


Figure 1-9 : Comparaison de cartes d'inventaire réalisées par trois équipes différentes en Italie (d'après Ardizzone *et al.*, 2002).

Quelle que soit la qualité et la performance des outils utilisés (LiDAR, photo-interprétation...) (Martha *et al.*, 2013), la cartographie des glissements de terrain reste donc soumise à une part

de subjectivité. L'atténuation des formes à travers le temps complique la lecture du paysage et renforce la difficulté d'interprétation.

### 1.3.2. Pluviométrie et déclenchement des glissements de terrain

Beaucoup d'auteurs ont cherché, *via* une multitude d'approches, à comprendre les mécanismes générant les mouvements de terrain. À ce titre, l'influence des conditions climatiques, déjà évoquées dans les essais de chronologie, sont souvent discutés. Dans le vignoble champenois, les études menées sur le déclenchement de glissements récents mettent en avant le rôle des précipitations. Le glissement de Rilly-la-Montagne, survenu en 1986, a été l'occasion de mettre en relation les données climatologiques et le déclenchement du mouvement (Marre, 1987). Ainsi, les deux hivers précédant le déclenchement ont été anormalement froids, ce qui a favorisé les phénomènes de gélivation et l'apparition de fentes de gel, déjà à l'origine d'une activité plus importante du glissement de Champillon à l'hiver 1984-1985. Juste avant le déclenchement, à l'été 1986, le mois de juillet est particulièrement sec, avec seulement 29,59 % des précipitations moyennes du mois (normale calculée sur la période 1951-1975). *A contrario*, le mois d'août est excédentaire (113,68 % des précipitations moyennes du mois), avec notamment une série d'orages jusqu'à la veille du glissement, le 23 août. L'hypothèse est donc que l'eau a pu facilement s'infiltrer et s'engouffrer non seulement par les fissures préparées par les hivers froids mais aussi par celles liées à la rétraction par dessiccation dans les formations argileuses du plateau de la Montagne de Reims. Ainsi, l'humectation des argiles lutétiennes et sparnaciennes en profondeur a provoqué leur gonflement puis leur déstabilisation.

Un suivi comparatif des précipitations et des déformations a été mené sur le glissement de Boursault, actif en 2000. En comparant les cumuls des précipitations et des déplacements enregistrés par GPS sur une échelle logarithmique (pour faciliter la comparaison), on constate que les deux courbes se superposent (Figure 1-10).

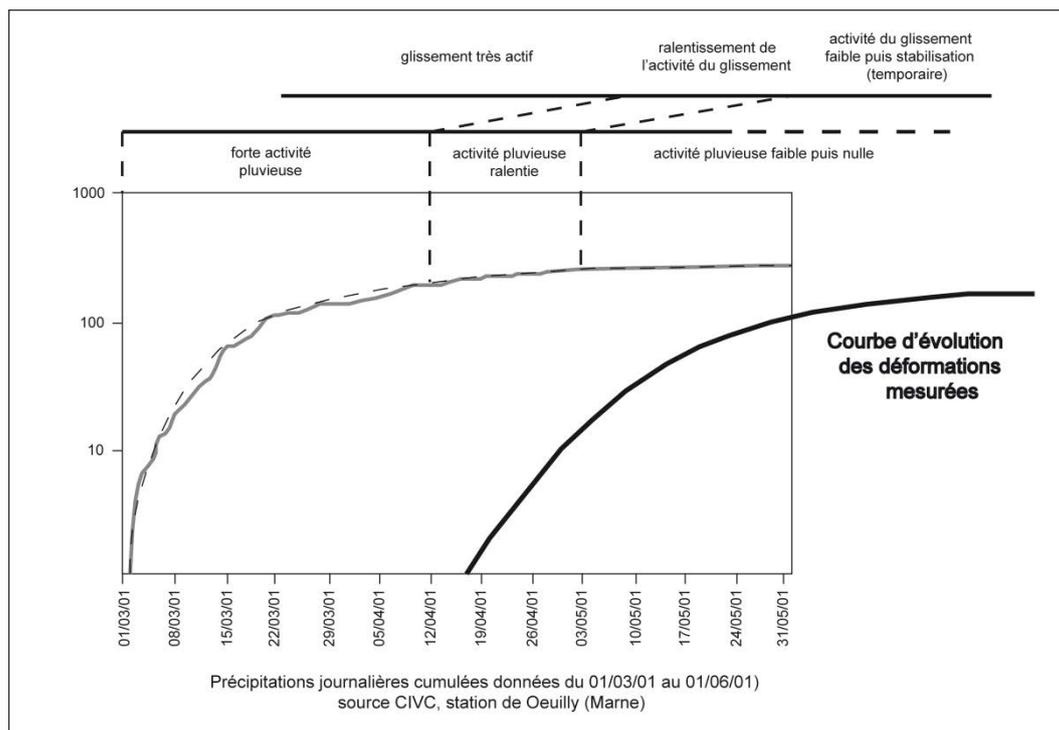


Figure 1-10 : Relation entre les cumuls des précipitations et des déformations du glissement de Boursault du 01/03/2001 au 01/06/2001 (d'après Simon, inédit).

Une relation étroite existe donc entre les précipitations et les déplacements mesurés. Toutefois, un laps de temps de trois semaines est nécessaire pour constater les effets de l'eau précipitée sur l'évolution du glissement. Cette inertie est aussi évoquée dans le suivi des mouvements de terrain côtiers du Pays d'Auge (Lissak, 2012). Que se passe-t-il entre le moment où l'eau arrive sur le sol et celui où un déplacement est mesuré ?

Cette question trouve un début de réponse dans les travaux corrélant épisodes pluvieux et état hydrique des matériaux (Grandjean *et al.*, 2009 ; Lebourg *et al.*, 2010 ; Ruiz-Villanueva *et al.*, 2011 ; Belle *et al.*, 2013), ou encore pluviométrie et fluctuations du niveau de la nappe (Pierre et Lahousse, 2006). Les relations hydrogéologiques entre le substrat et les formations superficielles constituant le mouvement de terrain, sont également abordées par le biais d'une approche chimique et isotopique (Compagnon *et al.*, 1997), une modélisation numérique basée sur l'hydrogéologie et la structure du milieu (Guglielmi *et al.*, 2005) ou encore des investigations géophysiques, particulièrement de résistivité électrique (Grandjean *et al.*, 2006a ; Lee *et al.*, 2008). Mais rien de probant n'est dit sur « la relation subtile entre événements pluvieux et mouvements » : « l'eau dans le sous-sol a souvent été traitée comme une boîte noire » (Parriaux, 2010).

### 1.3.3. Questions en suspens et méthodologie

Pour préciser les relations hydrogéologiques entre substrat et formations superficielles, il est indispensable de croiser plusieurs approches, relevant de la géomorphologie, mais aussi de l'hydrologie. Couplées à des investigations hydrogéologiques, les recherches sur la structure interne des mouvements de terrain (par la méthode géophysique), avec comme exemple le glissement des Jacotines et celui de Montchenot, permettent de définir le comportement de l'eau depuis l'aquifère jusqu'aux masses glissée et de proposer un modèle transposable à l'échelle du vignoble (Figure 1-11).

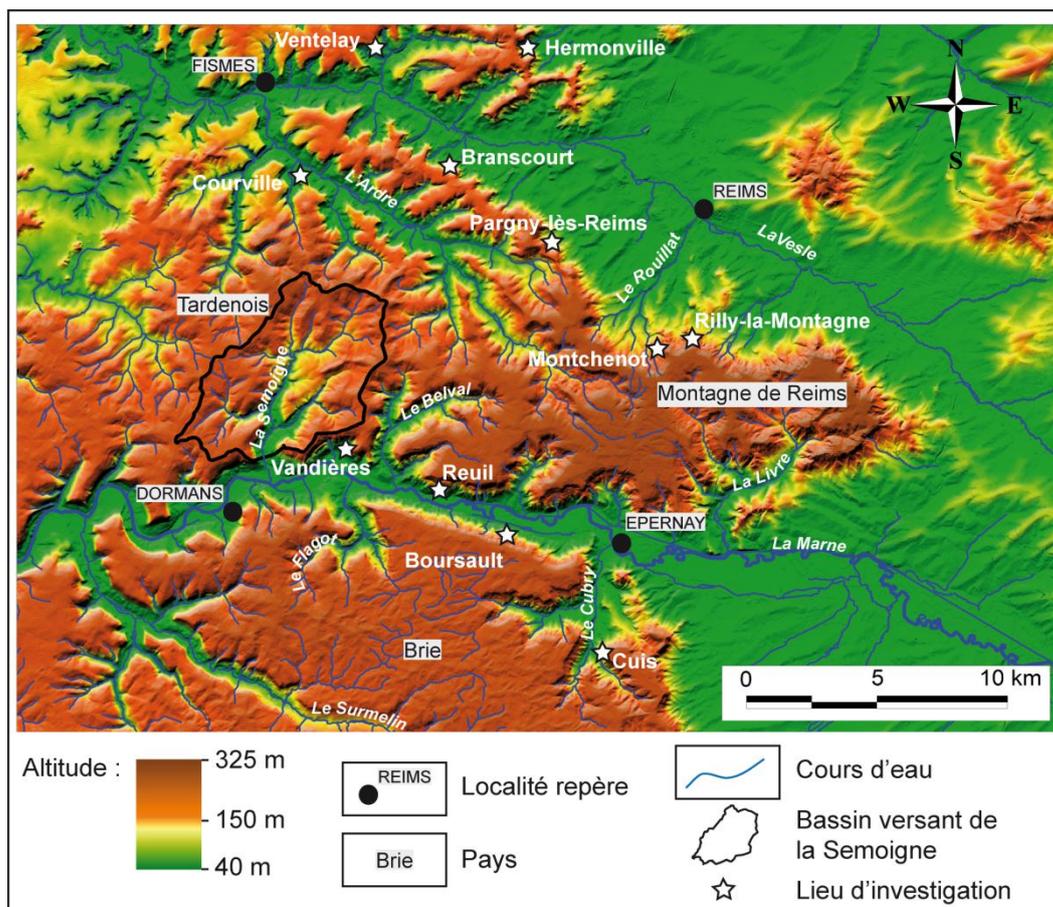


Figure 1-11 : Localisation des sites d'investigation.

Cette recherche doit donc aboutir à une meilleure connaissance des mouvements de terrain en général et plus particulièrement dans le vignoble champenois. Elle vise l'apport de réponses aux acteurs locaux, principalement les vignerons, premières victimes de l'instabilité des versants. De plus, la compréhension du fonctionnement des mouvements de terrain et conditions nécessaires à leur déclenchement doit permettre de préciser leur âge.

Une part importante du travail se base sur la cartographie géomorphologique, résultat d'une démarche quantitative et naturaliste. Les cartes, levées dans un périmètre où des prospections ont déjà eu lieu, valident, complètent et parfois corrigent les données antérieures. L'intérêt de

ce travail est d'avoir une connaissance fine de la répartition spatiale et de la chronologie des mouvements de terrain du secteur d'étude. Il permet aussi de replacer les phénomènes dans leur contexte géomorphologique et donc de préciser leurs fonctionnements et leurs interactions avec le milieu.

Le mouvement de terrain des Jacotines, à Reuil dans la vallée de la Marne, sert de référence et fait l'objet d'investigations géomorphologiques et géophysiques permettant de déterminer sa structure interne. Les recherches géomorphologiques, géophysiques et hydrogéologiques sur le mouvement de Montchenot (versant nord de la Montagne de Reims) visent à comprendre les circulations de l'eau au sein de la masse glissée et à son interface avec le substrat. Les résultats, complétés par une approche hydrologique à l'échelle d'un bassin versant, celui de la Semoigne, visent également à comprendre le rôle des eaux souterraines dans le déclenchement de phénomènes de réactivation. Cette recherche s'appuie donc sur une méthodologie empruntant à plusieurs disciplines (Figure 1-12).

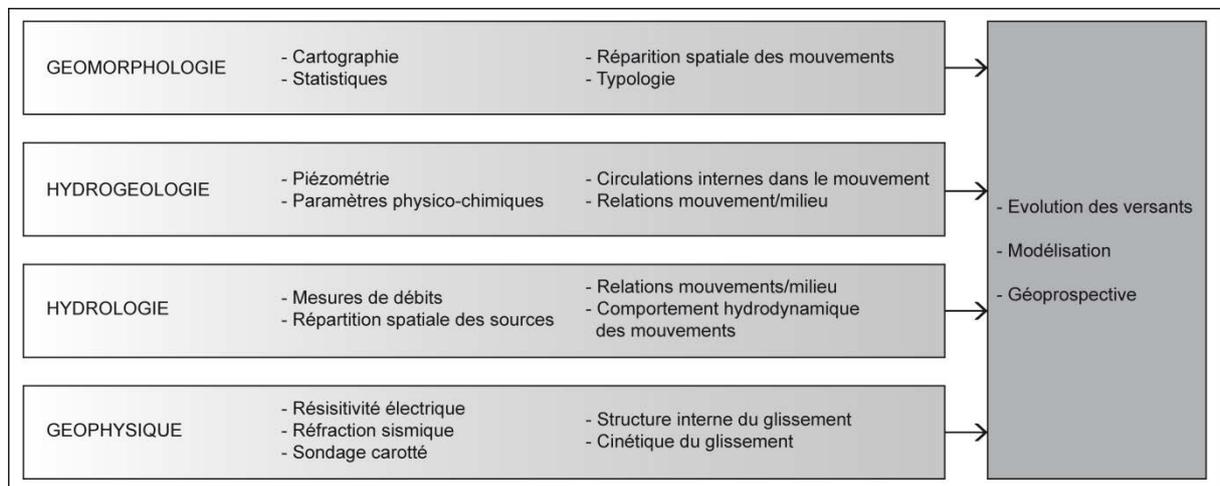


Figure 1-12 : Synthèse de la méthodologie suivie.

## **1.4. Conclusion du chapitre 1**

Les reliefs de plaines et de bas plateaux d'Europe, tel que celui du vignoble champenois, sont régulièrement affectés par des phénomènes de mouvements de terrain d'ampleurs diverses et d'impacts variés sur les activités humaines. Si des études ponctuelles ont permis de mieux caractériser ces phénomènes, les mouvements de terrain en contexte de relief de faible énergie restent peu étudiés. C'est le cas dans le vignoble champenois où les travaux déjà effectués laissent des questions en suspens. Or, dans un contexte où les enjeux économiques sont majeurs, la demande des acteurs locaux est pressante. Cette recherche, basée sur une approche couplant géomorphologie et hydrologie, vise donc à une meilleure compréhension du phénomène d'instabilité des versants du vignoble champenois, utile à une bonne gestion du risque.

## ***Chapitre 2. Cadre général du vignoble***

### ***champenois***

Le vignoble champenois, et plus particulièrement le secteur de la vallée de la Marne et de la Montagne de Reims, est largement affecté par les mouvements de terrain. Si des raisons anthropiques sont régulièrement avancées pour expliquer le déclenchement de phénomènes superficiels, les traces d'activité plus anciennes et plus importantes ne peuvent être expliquées par ce critère. Les paramètres géomorphologique, géologique et climatique sont souvent désignés comme facteurs de prédisposition et de déclenchement des mouvements de terrain du secteur (Guérémy et Vejux, 1987 ; Marre, 1987 ; Marre *et al.*, 1997) . Ce chapitre s'attache à présenter ces paramètres dans le but de mener, par la suite, une réflexion plus approfondie sur la présence des mouvements de terrain.

La section 2.1 présente le cadre géographique et géomorphologique et analyse les principaux modelés et les dynamiques du secteur d'étude. La section 2.2 est consacrée au cadre géologique et décrit les formations en présence. La section 2.3 aborde le cadre hydrogéologique, hydrologique et climatique, souvent désigné comme essentiel dans le déclenchement des mouvements de terrain.

## 2.1. Cadre géographique et géomorphologique du vignoble champenois

Le secteur de la vallée de la Marne et de la Montagne de Reims se situe à l'est du Bassin parisien, dans un contexte de bas plateaux avec des altitudes comprises entre 60 m (vallée) et 290 m (plateau).

### 2.1.1. Une région de bas plateaux

La Montagne de Reims et la vallée de la Marne occupent le front et le revers de la cuesta d'Ile-de-France (Figure 2-1).

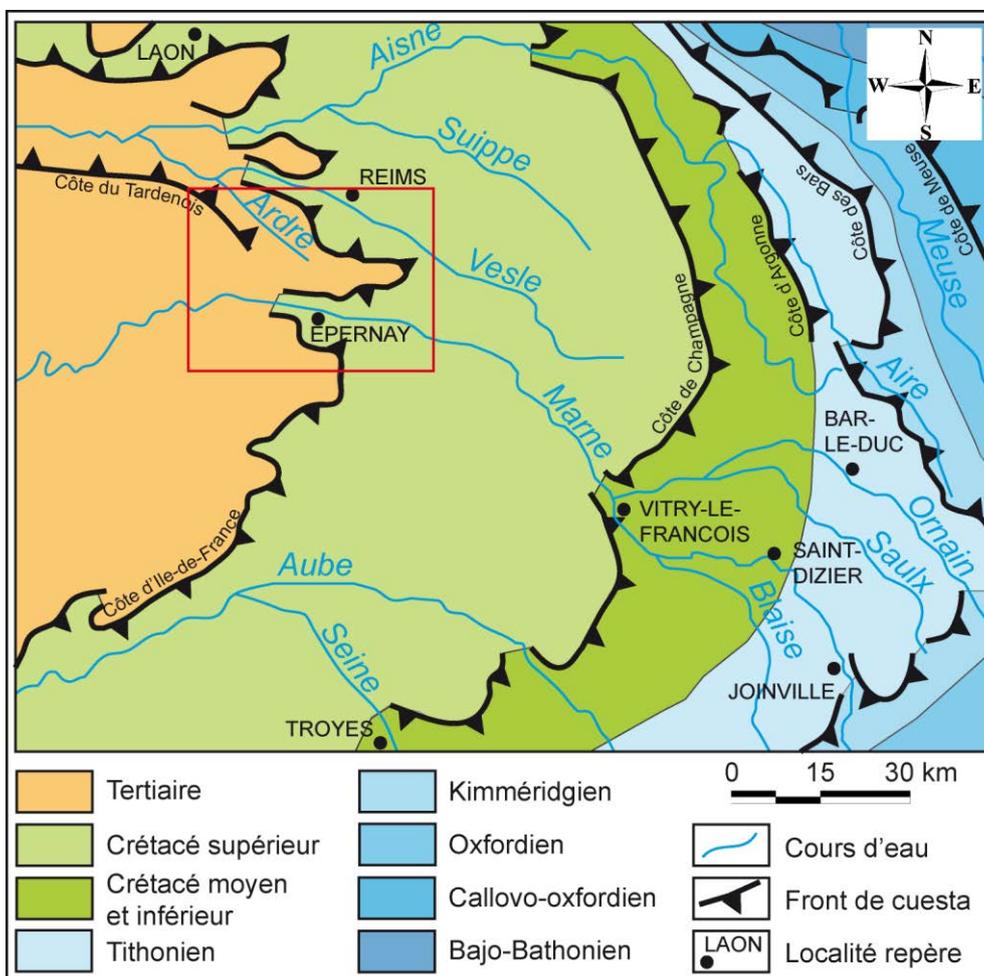


Figure 2-1 : Contexte général du secteur d'étude.

Le secteur d'étude est ainsi situé à la limite des terrains tertiaires du centre de Bassin de Paris (succession d'argiles, de sables, de marnes et de calcaires) et de la craie du Crétacé qui affleure en Champagne Pouilleuse.

Les plateaux tertiaires du revers se partagent en trois Pays : la Montagne de Reims, le Tardenois et la Brie (Figure 2-2).

- La Montagne de Reims, à l'est, marque l'interfluve entre les vallées de la Marne et de la Vesle. Ses contours correspondent au front de la cuesta au nord et à l'est, à la vallée de la Marne au sud et à la limite avec le Tardenois à l'ouest. Son relief est attaqué par la vallée de la Livre et de son principal affluent, la Germaine, cours d'eau conquérants affluents de la Marne. Les particularités faunistiques et floristiques de la Montagne de Reims sont à l'origine de la création d'un parc naturel régional du même nom.
- Le Tardenois, dont la surface est dans la continuité de celle de la Montagne de Reims, s'en différencie par la présence d'une petite cuesta, dont le commandement est d'environ 50 mètres au nord de la vallée de la Marne et à l'ouest de celle de l'Ardre. Cette cuesta, dite cuesta bartonienne (ou du Tardenois), est calée sur l'affleurement des formations bartoniennes (marnes du Ludien inférieur et calcaires silicifiés du Ludien moyen).
- La Brie se caractérise par des plateaux très humides, notamment à cause des argiles à meulière qui les couvrent. Située au sud de la vallée de la Marne, la Brie est également délimitée à l'est par la cuesta d'Ile-de-France et domine donc, comme la Montagne de Reims, la Champagne Pouilleuse, c'est-à-dire le revers de la cuesta de Champagne. La Brie est un large pays qui peut être subdivisé et dont la région d'Épernay fait partie. La région comprise entre la Marne et le Surmelin constitue l'extrémité orientale de la Brie, dite Brie champenoise.

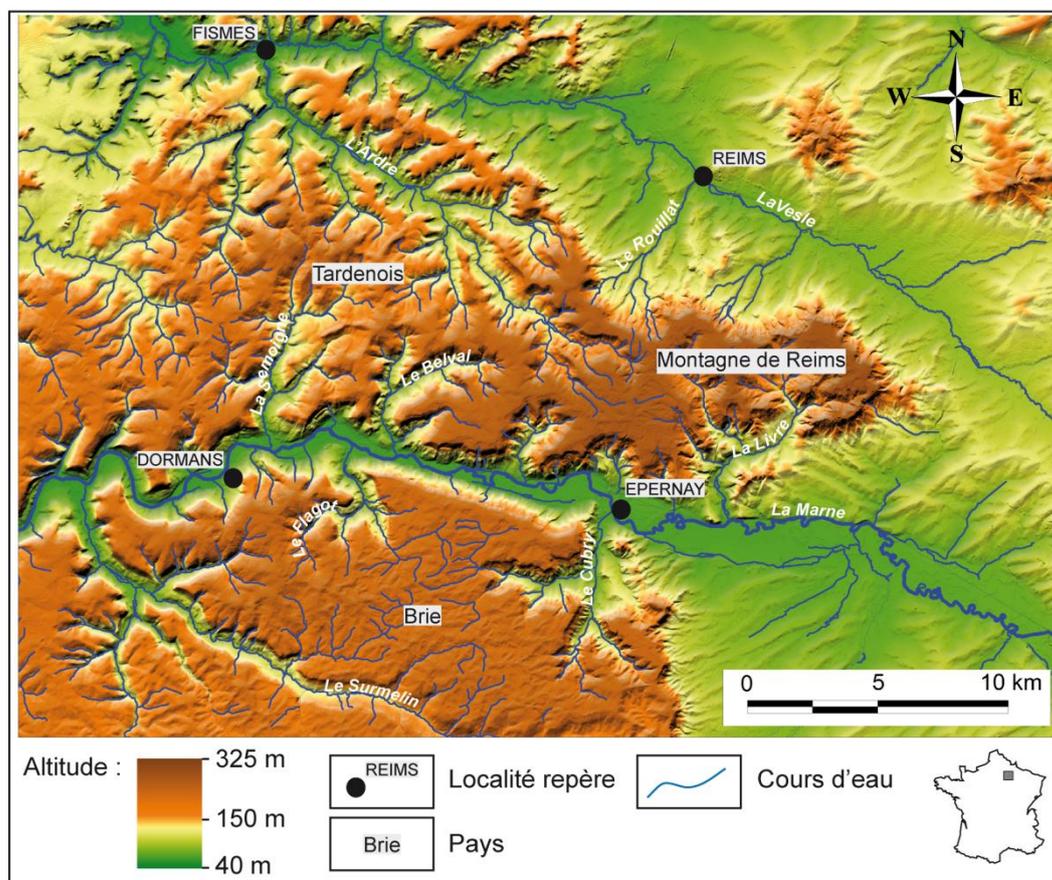


Figure 2-2 : Carte de localisation du secteur d'étude.

### 2.1.2. Un réseau hydrographique dense

Ces trois pays sont entaillés par de larges vallées, au commandement pouvant atteindre, au maximum, 200 mètres (Figure 2-2). La plus importante, la vallée de la Marne, incise les terrains tertiaires à partir d'une large percée cataclinale (où est installée la ville d'Epernay), et reçoit notamment les apports de la Livre, au nord, et du Cubry, au sud, ce dernier séparant la Brie de la Montagne d'Avize. Plus en aval, la Marne a pour affluents le Ruisseau du Brunet, le Ruisseau de Belval, et la Semoigne en rive nord, ainsi que la Flagot en rive sud. Ces affluents sont tous, selon leur orientation principale, des cours d'eau orthoclinaux et prennent leur source sur le revers de la cuesta d'Île-de-France.

Au nord de la Montagne de Reims, la Vesle a, comme la Marne, un cours cataclinal, et recoupe la cuesta d'Île-de-France dont elle incise, sur une profondeur d'environ 150 mètres, les terrains tertiaires à partir d'une large percée, un peu en aval de Reims. Sur le revers, en rive droite, son principal affluent est l'Ardre. Orthoclinale, l'Ardre prend sa source dans la Montagne de Reims et longe le front de la cuesta bartonienne jusqu'à Fismes.

Ce dense réseau hydrographique, dont l'encaissement est variable, détermine une grande quantité de versants dont les valeurs de pente sont, sauf exception, assez faibles, comprises entre 2 % et 15 %. Les versants des vallées sont donc généralement longs et fuyants (Figure 2-3) et malgré cela, propices aux mouvements de terrain.



Figure 2-3 : Profil de versant, exemple dans la vallée du Flagot (affluent de rive gauche de la Marne).

À l'aval des percées cataclinales, peu de terrasses sont identifiables, notamment parce que la faible cohésion des matériaux sablo-argileux des assises tertiaires a favorisé de nombreux mouvements de terrain. Cependant, des travaux menés en amont montrent différentes phases d'incision le long de la vallée de la Marne (Lejeune, 2005), auxquelles peuvent être corrélés les quelques terrasses observables, à Troissy et surtout à Binson-et-Orquigny, où plusieurs niveaux apparaissent (Pauporte, 1990). Ces niveaux s'avèreront être de bons indices pour dater les mouvements de terrain de la région.

### 2.1.3. Une région fortement marquée par la viticulture

Profitant de la pente et/ou de l'exposition, le vignoble, et particulièrement la zone AOC du champagne, occupe essentiellement les versants. Les plateaux sont quant à eux recouverts de forêts en Montagne de Reims, tandis que les cultures céréalières deviennent majoritaires vers le nord du secteur d'étude ainsi qu'au sud des sources du Cubry et du Darcy, jusqu'à donner des paysages complètement ouverts. Les fonds de vallée sont généralement occupés par les cultures céréalières (blé, colza et maïs principalement) qui profitent de la fertilité des alluvions. Enfin, les villages de la vallée de la Marne et de ses environs sont, dans leur globalité, soit implantés en bas de versant, au niveau du raccordement avec la plaine alluviale (village de Reuil – Figure 2-4) soit en haut de versant, juste en contrebas de l'escarpement de

tête sur de vastes replats/contrepententes de mouvements de terrain anciens, aujourd'hui stables (villages de Venteuil et de Hautvillers – Figure 2-4).

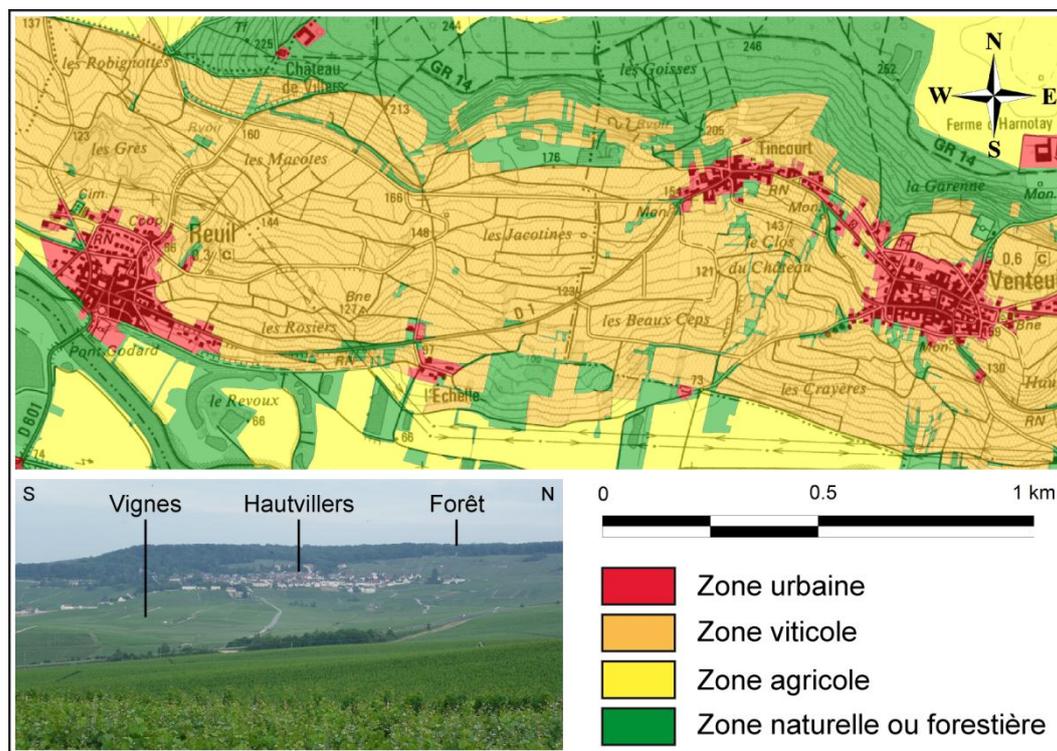


Figure 2-4 : Occupation du sol, exemple du versant de rive droite de la Marne.

Au cœur du vignoble champenois, tout ce secteur compris entre la confluence Ardre/Vesle au nord, la vallée du Surmelin au sud, la commune de Dormans à l'ouest, et le front de la cuesta d'Île-de-France à l'est, est riche en mouvements de terrain et les demandes des acteurs locaux concernant la gestion du risque y sont récurrentes.

## 2.2. Cadre structural du vignoble champenois

La présence de nombreux mouvements de terrain au sein du secteur d'étude s'explique en partie par la présence des nombreuses formations « sensibles » au sein des assises tertiaires (Figure 2-5).

### 2.2.1. Lithologie des assises secondaires et tertiaires

Basées sur les notices des cartes géologiques (Laurain, 1976, 1986 ; Hatrival, 1977 ; Laurain *et al.*, 1981), les descriptions des formations géologiques de la région du vignoble champenois sont importantes pour comprendre le cadre dans lequel se situent les recherches. L'objectif est

d'avoir une vision d'ensemble de la nature et de la structure des matériaux dans lesquels s'inscrivent les mouvements de terrain.

#### 2.2.1.1. La craie du Campanien

La craie du Campanien, qui affleure notamment en Champagne Pouilleuse, occupe la base de la série stratigraphique de la région. Elle est blanche, homogène et suffisamment cohérente pour qu'y soient creusées les caves à Champagne – les Crayères – très nombreuses à Epernay et à Reims. La craie du Campanien s'observe généralement en bas de versant dans l'est, mais elle peut atteindre la cote 220 m sur le front de côte. Dans la vallée de la Marne, elle affleure toujours en bas de versant jusque la commune de Châtillon-sur-Marne. De nombreux affleurements sont visibles dans la région d'Epernay et dans les vallées du Cubry et de son principal affluent, le Darcy.

#### 2.2.1.2. Les sables et les marnes du Thanétien

Les formations du Thanétien reposent en discordance sur la craie. Ceci explique les importantes variations de son épaisseur, de quelques décimètres à une vingtaine de mètres. À l'est, une couche d'argile crayeuse d'une épaisseur d'environ un mètre forme la base du Thanétien. Ailleurs, il présente des faciès sableux fins de couleur blanche ou rousse. Il peut aussi contenir des niveaux marneux, souvent rougeâtres et parfois gris ou blancs. Sur les flancs de la Montagne de Reims, le Thanétien est constitué de sables et/ou de grès riche en *Microcodium* dont l'épaisseur peut atteindre 10 m à Trépail.

#### 2.2.1.3. Les argiles et les marnes de l'Yprésien inférieur

La série type de l'Yprésien inférieur, appelé aussi Sparnacien, a été définie au mont Bernon, près d'Epernay. Cet étage présente plusieurs faciès et des variations latérales brusques. La base du Sparnacien est constituée, selon la série type, par des marnes calcaires blanches ou grises déposées en lentilles. Cette couche est surmontée par d'autres marnes ou des argiles vertes à grises selon les secteurs, puis par des argiles grises. Intercalées entre ces formations, les argiles à lignites sont disposées en lentilles et ont parfois donné lieu à une exploitation, comme sur la commune de Trépail, à l'Est de la Montagne de Reims. Ces formations sont généralement désignées comme responsables de la grande majorité des mouvements de terrain du vignoble champenois. L'agencement des différentes formations du Tertiaire et leur positionnement sur les versants permettent en effet de constater que beaucoup de surfaces de rupture se trouvent dans l'Yprésien inférieur (Marre, 1987 ; Simon, 2000 ; Bollot *et al.*, 2012).

#### 2.2.1.4. Les sables de l'Yprésien supérieur

D'une épaisseur variable, autour d'une dizaine de mètres, les sables de l'Yprésien supérieur, dit aussi Cuisien, sont de couleur grise à rousse, avec des zones « *rouge-brique lie-de-vin ou verts* » (Hatrival, 1997). La partie inférieure de ces sables est essentiellement constituée d'éléments grossiers tandis que la partie supérieure présente des éléments fins dont l'analyse morphoscopique révèle une action éolienne surimposée à une action marine, traduisant une sédimentation en condition de rivage marin. Ces sables peuvent être surmontés par une succession de lits d'argiles, discontinus dans le secteur d'étude. Ces lits sont épais de quelques millimètres, voire de quelques centimètres, et alternent avec des lits sableux d'épaisseurs similaires. Ce niveau, appelé Argiles de Laon, peut atteindre quatre mètres.

#### 2.2.1.5. Les formations du Lutétien

Le Lutétien se divise en différentes formations qui présentent d'importants changements latéraux de faciès. Il débute dans la région de la vallée de la Marne par le Tuffeau de Damery, daté du Lutétien moyen, qui peut atteindre une quinzaine de mètres. Celui-ci n'affleure cependant pas à l'est, dans le Montagne de Reims, ni au nord, où il est remplacé par un calcaire grossier indifférencié du Lutétien inférieur et moyen qui forme la surface structurale des plateaux et la corniche de la cuesta. Reposant sur ces niveaux, le Lutétien supérieur est constitué de Marnes et caillasses, dont l'épaisseur peut varier entre 10 et 40 mètres, lesquelles disparaissent dans la Montagne de Reims, à l'est de la Livre. Très hétérogène, ce niveau comporte des marnes et des argiles vertes, grises, blanches voire jaunes, en alternance avec des bancs calcaires décimétriques.

#### 2.2.1.6. Les formations du Bartonien

Souvent difficile à différencier sur le terrain, les formations du Bartonien sont donc régulièrement décrites dans leur ensemble. Elles sont constituées d'une succession de marnes, d'argiles, de sables et de calcaires, dans la continuité des Marnes et caillasses du Lutétien supérieur. Au sud-est du secteur d'étude, le Bartonien est représenté par un calcaire massif pouvant dépasser 20 mètres d'épaisseur. Typique de la Montagne d'Avize, ce calcaire est blanc, compact et dur. Il détermine par endroits un escarpement très abrupt dont l'origine est expliquée par son exploitation (Laurain, 1986) ou par des mouvements de terrain (Guérémy et Vejux, 1987). Dans le reste du secteur d'étude, le Bartonien est composé d'une succession de plusieurs formations sableuses, argileuses et marneuses surmontées à l'ouest par deux niveaux calcaires : les calcaires de Saint-Ouen, lacustres et de couleur brun-jaune, et les calcaires de Champigny, calcaires silicifiés pouvant atteindre 20 mètres d'épaisseur. Enfin, dans la partie ouest du secteur d'étude, ces formations sont surmontées par des marnes supra-gypseuses, qui affleurent rarement. Au nord-ouest, l'alternance des marnes et des calcaires silicifiés est à l'origine de la cuesta bartonienne du Tardenois.

### 2.2.1.7. Les argiles et les sables du Stampien

Surmontant le Bartonien, à l'ouest et au sud du secteur d'étude, le Stampien, rarement observable, est argileux. De couleur verte, ces argiles sont discontinues et peu épaisses (quelques mètres maximum). Le Stampien est également représenté par des sables, dits Sables de Fontainebleau. Ces sables sont fins, azoïques et argileux. Ils apparaissent au nord-ouest du secteur d'étude ou à l'extrémité sud-est dans des dépressions de quatre à cinq mètres de profondeur.

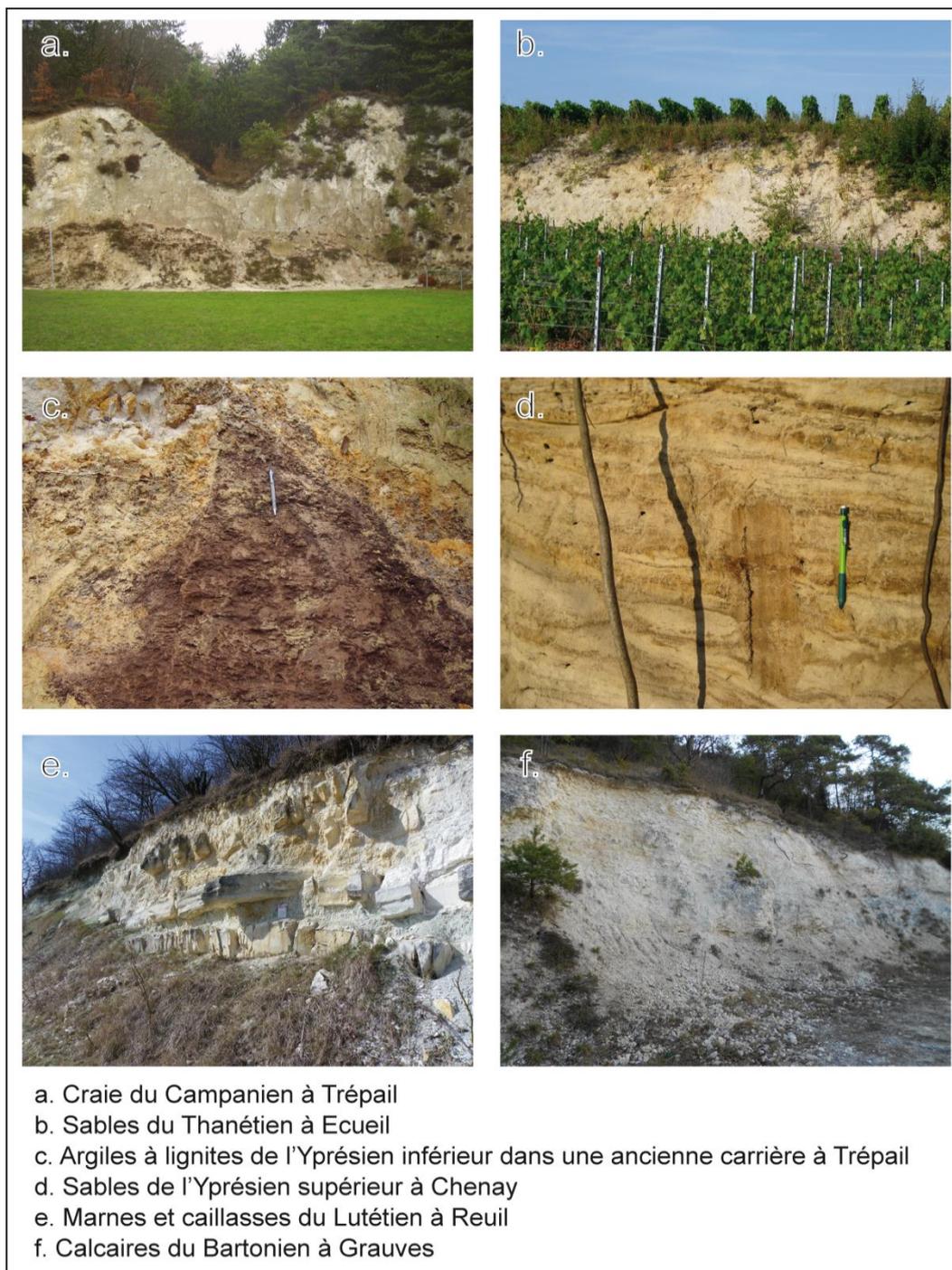


Figure 2-5 : Exemples de faciès des différentes formations affleurant dans le vignoble champenois.

## 2.2.2. Stratigraphie et variation des faciès

Dans cette structure monoclinale, le pendage vers l'Ouest est faible, voire très faible avec des valeurs généralement inférieures à 2 % (Figure 2-6). Les formations tertiaires se présentent en discordance sur la craie du Campanien, dont le toit représente une surface d'érosion irrégulière, exhumée jusqu'à la transgression marine du Thanétien. C'est pourquoi les formations thanétiennes présentent des lacunes.

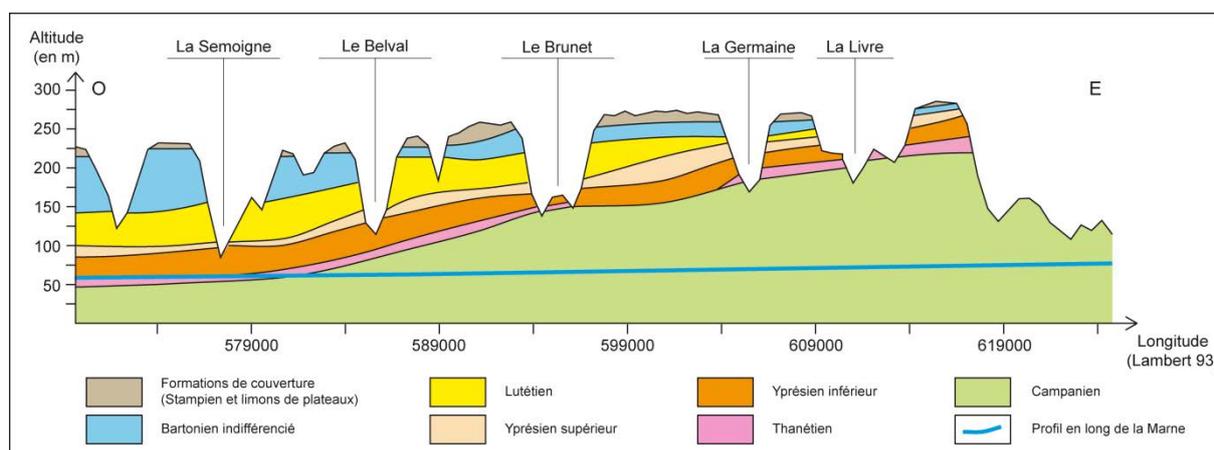


Figure 2-6 : Coupe géologique simplifiée au nord de la vallée de la Marne.

Les multiples phases de transgression et de régression marine expliquent l'importante panoplie de faciès. Elles expliquent également la fréquence des variations latérales. Chaque étage est en effet marqué par des changements latéraux plus ou moins importants et fréquents. Ainsi, le Lutétien inférieur et moyen est représenté par un calcaire massif au nord du secteur d'étude et par un tuffeau au sud. Le Bartonien est un calcaire massif à l'est et un complexe argilo-sableux et marneux plus à l'ouest (Figure 2-7).

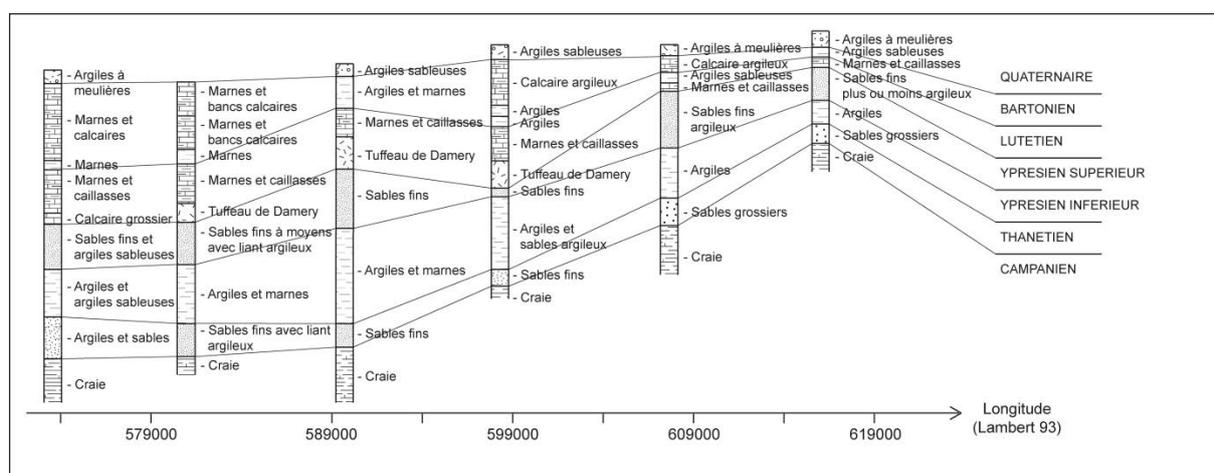


Figure 2-7: Evolution des faciès selon une coupe Ouest-Est au Nord de la vallée de la Marne.

La structure géologique du secteur d'étude apparaît ainsi très compliquée. Les faciès du Tertiaire sont nombreux et se succèdent le long des versants des vallées. Ces alternances de marnes, d'argiles, de sables et de calcaires, qui favorisent les mouvements de terrain, en compliquent cependant la lecture et l'interprétation.

### **2.2.3. Les formations superficielles**

La nature du substrat du vignoble champenois et les conditions climatiques qui se sont succédé dans la région expliquent le faible nombre d'affleurements visibles sur le terrain. Une couverture de formations superficielles drapée en effet les versants, les plateaux et les fonds de vallée. Les fonds de vallées sont marqués par les dynamiques fluviales du Quaternaire et le dépôt d'alluvions qui leur est associé. Les plateaux sont recouverts par des formations superficielles résultant de processus éoliens quaternaires, mais aussi par des altérites d'âge tertiaire et quaternaire. Enfin, les versants sont souvent recouverts par des matériaux déplacés dont l'épaisseur peut dépasser 10 mètres et dont l'origine est diverse.

#### *2.2.3.1. Les formations de plateaux*

La totalité des plateaux de la feuille d'Épernay, les plateaux tertiaires de la feuille d'Avize et les plateaux du sud de la feuille de Fismes, sont couverts par des argiles rouges, vertes ou gris foncé qui contiennent des blocs irréguliers de meulière cavernuse, blanche ou ocre, voire rose. Ces argiles à meulière, pouvant atteindre 15 mètres d'épaisseur, reposent en discordance sur le Bartonien. Elles résultent d'une météorisation chimique stampienne (silicification) et quaternaire (décarbonatation) qui en font une formation superficielle *in situ* polyphasée (Dewolf et Pomerol, 1997). Ces matériaux contribuent à l'imperméabilisation de la surface des plateaux, limitant l'infiltration des eaux météoriques et entretenant une hydromorphie expliquant la présence de nombreux points d'eau (étangs, mares...). Ils sont couverts par une épaisseur de limons lœssiques périglaciaires pouvant atteindre cinq mètres.

#### *2.2.3.2. Les formations de fond de vallée*

Les fonds de vallée, souvent plats, permettent d'observer des formations fluviales datant du Quaternaire. Les niveaux les plus anciens sont composés de matériaux divers, souvent grossiers (graviers calcaires ou siliceux) et de sables, voire d'argiles rubéfiées. Les alluvions les plus récentes sont constituées de limons argileux beiges ou bruns. Des niveaux de terrasse se distinguent, bien que la nature des terrains, propices à l'instabilité des versants, n'en ait pas favorisé la conservation. Ils sont tout de même visibles, dans notre secteur d'étude, à Troissy et à Binson-et-Orquigny, où six niveaux ont été observés (Pauporte, 1990). Cependant, tous ne sont pas raccordables à des niveaux décrits sur le cours amont de la vallée de la Marne. Comme expliqué précédemment, ils sont le témoignage de différentes phases d'incision (Lejeune, 2005) et contribuent à la datation relative des formes de versants qui tronquent, recouvrent ou rejoignent les formations alluviales.

### 2.2.3.3. Les formations de versant

Outre les matériaux déplacés par des mouvements de terrain, les formations colluviales sont nombreuses et dépendent de la nature du substrat sous-jacent. La faible cohérence des terrains tertiaires explique l'importance de l'emprise et de l'épaisseur des formations superficielles sur les versants. Les versants du vignoble champenois sont ainsi largement drapés de colluvions d'origine périglaciaire. Ces colluvions se présentent sous formes de blocs calcaires de taille centimétrique à décimétrique issus de divers niveaux, et compris dans une matrice argilo-calcaire, voire sableuse, blanchâtre à grise. Leur formation est facilitée par la sensibilité à la météorisation mécanique, liée au froid, du substrat. Dans la vallée de la Marne et de ses affluents, les colluvions se raccordent fréquemment aux alluvions. Sur le front de la Côte d'Île-de-France, les cycles gel-dégel et la cryoturbation au cours des épisodes froids du Quaternaire ont entraîné la formation de graveluches, c'est-à-dire des grèzes lités, qui s'accumulent sur le versant généralement selon une stratification simple résultant de l'alternance lits gras / lits maigres (Mathieu et Pomerol, 1976). Dans les secteurs plantés en vignes, il est très fréquent de retrouver des formations sans rapport génétique avec le substrat sur des épaisseurs pouvant atteindre deux mètres. Il s'agit de remblais liés à la pratique viticole : certaines parcelles ont été couvertes, après décapage, d'une terre riche pour les vignes. Ces remblais réapparaissent lors de travaux divers mais aussi sur les cicatrices de départ de glissements de terrain.

## 2.3. **Cadre hydro-climatique**

Le cadre structural du vignoble champenois, complexe et hétérogène, est à l'origine d'une hydrogéologie particulière, caractérisée par un grand nombre de nappes perchées plus ou moins connectées, et par des niveaux aquicludes et aquitards.

### 2.3.1. **Les principaux niveaux aquifères**

Apparue en bas de versant à l'est et non affleurante à l'ouest, la craie constitue l'aquifère principal du secteur d'étude, qui alimente notamment l'agglomération de Reims par champs captant. Malgré une porosité totale de l'ordre de 40 %, la porosité efficace de la craie est faible du fait de sa structure vacuolaire qui ralentit les circulations internes dans l'aquifère. Localement, la transmissivité au sein de l'aquifère peut augmenter *via* la fracturation. Enfin, lorsque la craie est affleurante, la microporosité favorise les remontées capillaires jusqu'à la surface du sol. Au-dessus de la craie, la superposition des formations tertiaires, diversement perméables, entraîne la constitution d'un ensemble de réservoirs peu épais (Figure 2-8). Malgré des changements latéraux de faciès, certains de ces niveaux forment des aquifères

relativement importants pour la série tertiaire. Le principal est celui des sables de l'Yprésien supérieur. L'épaisseur et la nature sableuse de ce niveau lui permettent d'être capacitif. La nappe de l'Yprésien supérieur, alimentée par drainance *via* les niveaux semi-perméables sus-jacents, repose sur les argiles de l'Yprésien inférieur qui constituent un véritable mur aquifère. L'Yprésien supérieur forme un aquifère encore plus conséquent lorsqu'il est associé avec celui du Lutétien inférieur et moyen quand ce dernier est calcaire, comme c'est le cas dans la vallée de l'Ardre (Devos *et al.*, sous presse). Les différents niveaux décimétriques de calcaire du Lutétien supérieur compris dans les marnes constituent aussi des réserves d'eau, tout comme les formations du Bartonien (sables, marnes, argiles et calcaires) et du Thanétien (sables et argiles). Cet ensemble stratigraphique constitue donc un aquifère multicouche. Ponctuellement, les formations de couverture (argiles à meulière et limons de plateaux) peuvent correspondre à des aquifères peu capacitifs.

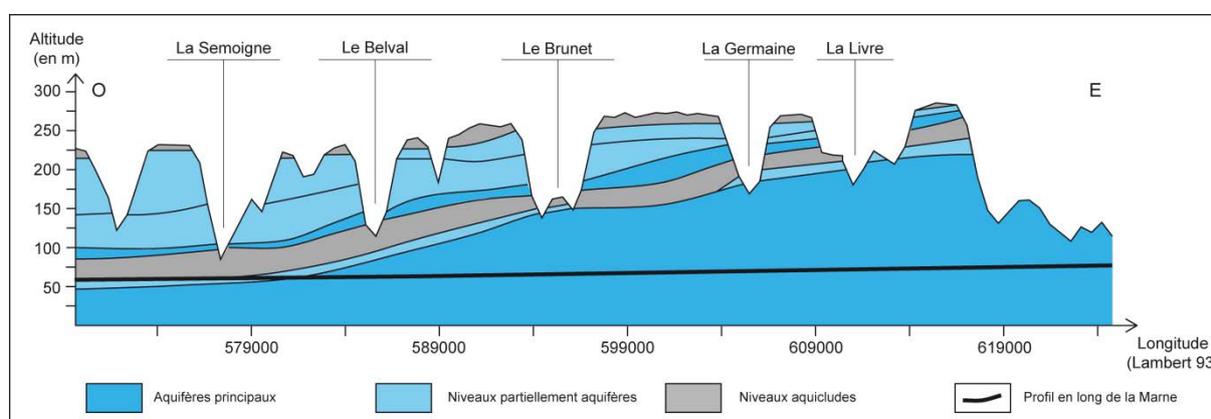


Figure 2-8 : Géométrie des niveaux aquifères en rive droite de la Marne.

### 2.3.2. L'hydrologie de surface

Ces différents niveaux aquifères sont drainés ou alimentés, suivant les cas et leur position sur le versant, par un réseau hydrographique entaillant les formations du Tertiaire. Ce réseau forme un chevelu hydrographique plus abondant que sur la craie. La densité hydrographique est en effet plus importante dans les formations tertiaires que dans la craie mésozoïque, du fait de l'influence du substrat sur l'évolution du réseau. Ainsi, sur un tronçon de 20 à 25 km de longueur, juste en aval de sa percée cataclinale, la Marne reçoit l'apport de 8 affluents d'ordre 3 à 4 (selon l'ordination d'Horton) dont les surfaces de bassin versant peuvent approcher 100 km<sup>2</sup> : la Livre, le Cubray, le Cubry, le ruisseau de Champillon, le ruisseau du Brunet, le ruisseau de Belval, le Flagot et la Semoigne (Tableau 2-1). Elle reçoit également l'apport de petits affluents pérennes ou temporaires d'ordre 1. Au nord du secteur d'étude, l'Ardre, d'ordre 4, draine également les formations tertiaires et forme, avec son principal affluent l'Orillon, un bassin versant de 297 km<sup>2</sup>.

<b>Affluent</b>	<b>Superficie du BV (km<sup>2</sup>)</b>	<b>Ordre selon Horton</b>
La Livre	100	4
Le Cubray	9	2
Le Cubry	115	4
Le Champillon	10	3
Le Brunet	19	3
Le Belval	59	3
Le Flagot	64	3
La Semoigne	91	4

Tableau 2-1 : Tableau récapitulatif des principaux affluents de la Marne dans le vignoble champenois.

L'érosion par les cours d'eau entraîne l'incision d'un nombre important de vallées. Par conséquent, il existe de nombreux versants où des déséquilibres peuvent apparaître. La partie orientale de la Montagne de Reims (vallée de la Livre et front de cuesta) est en outre affectée par la présence d'un karst étagé de contact lithostratigraphique, qui se développe dans les formations gréseuses du Thanétien et dans la craie du Campanien. Les formes exokarstiques, peu développées, sont uniquement présentes sur les replats structuraux qu'elles immunisent, et consistent en dolines hétérométriques (de quelques mètres à plus de 50 mètres de diamètres), en gouffres et en rares vallées aveugles. Le karst de la Montagne de Reims est original puisqu'il se situe en front de côte, et non en position de revers de cuesta comme c'est généralement le cas (Lejeune et Devos, 2001). Outre qu'il immunise les replats structuraux, ce karst est important pour les versants qui le surplombent puisque, en soutirant les matériaux canalisés dans l'écoulement, il contribue au déséquilibre des versants et est responsable de nombreux glissements de terrain rotationnels, de coulées, ou de la combinaison des deux.

### 2.3.3. Les conditions climatiques

Le climat du secteur de la Montagne de Reims et des vallées de la Marne et de l'Ardre est un climat tempéré océanique dégradé (Figure 2-9). Les précipitations, qui atteignent 767 mm par an en moyenne, sont régulières sur l'année, de l'ordre de 59 mm par mois. Les températures varient de 3,5°C en janvier à 19,5°C en juillet, l'amplitude thermique est donc faible (16°C).

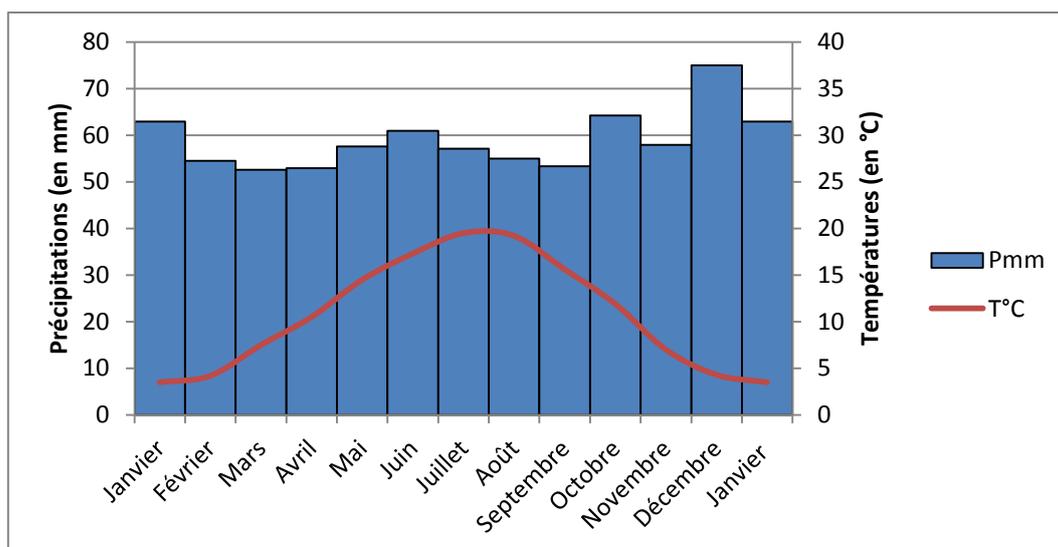


Figure 2-9 : Diagramme ombrothermique d'Épernay, période 1983-2013 (données du CIVC).

Le climat actuel du vignoble champenois présente peu de variations interannuelles. Sa régularité et son homogénéité dans le temps ne permettent pas de dégager de périodes plus humides, sauf épisode exceptionnel. Cette homogénéité temporelle masque cependant une hétérogénéité spatiale, que traduisent bien les données climatologiques du CIVC. Les précipitations sont en effet plus abondantes sur les plateaux de la Montagne de Reims et du Tardenois que dans la Champagne Pouilleuse, à l'est et au nord (Figure 2-10). Les écarts peuvent varier de plus de 100 mm entre le haut et le bas du front de cuesta. À Bouzy, deux stations espacées d'environ 100 mètres d'altitude, permettent d'observer la différence entre les précipitations en haut du talus – de l'ordre de 679 mm – et au pied du talus, de l'ordre de 654 mm. Même si la répartition des stations de mesure est disparate et que leur densité dans certains secteurs peut entraîner des biais, le réseau est suffisamment abondant pour permettre l'observation de ces contrastes de précipitations annuelles. Il résulte que, sans surprise, la rugosité du relief joue un rôle important sur la répartition des précipitations.

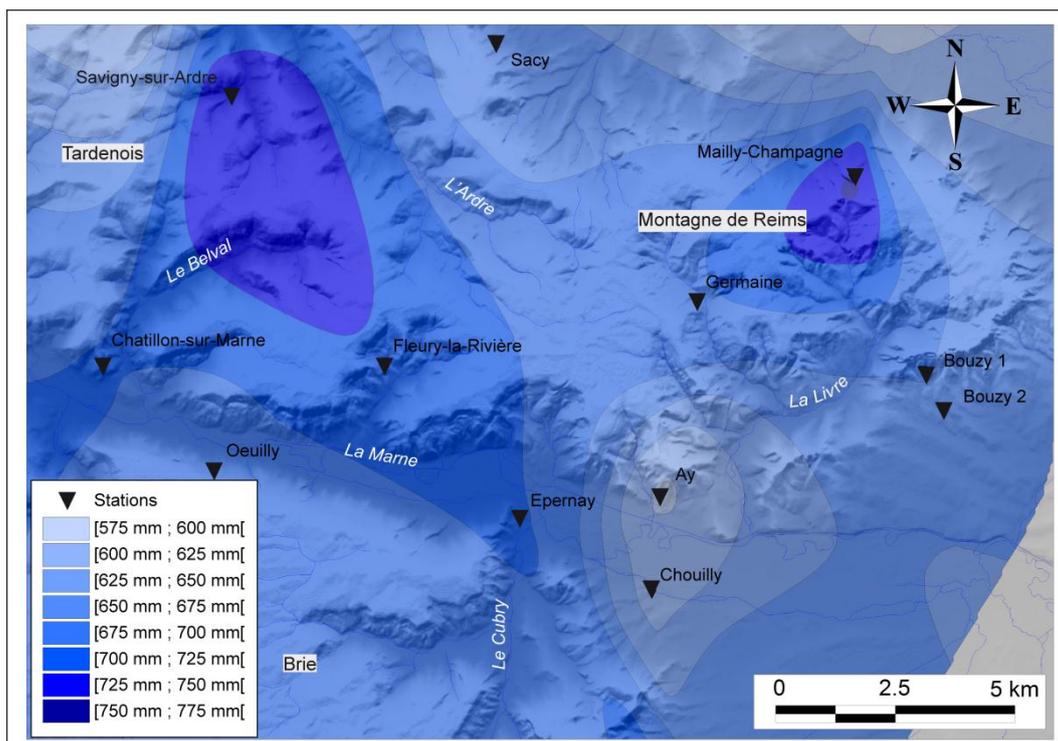


Figure 2-10 : Répartition des précipitations annuelles, période 1994-2014.

## **2.4. Conclusion du Chapitre 2**

Le vignoble champenois, dans le grand secteur de la Montagne du Reims et de la vallée de la Marne, est installé sur les versants des vallées qui incisent les terrains tertiaires de la région. L'extrémité est de ces formations forme le front de cuesta de la Côte d'Île-de-France. Le relief est assez peu marqué, avec des commandements de 100 à 200 mètres et des pentes de l'ordre de 15 % maximum.

La nature des formations tertiaires est variée : sables, argiles, marnes et calcaires. L'alternance de ces matériaux plus ou moins cohérents, perméables et réactifs à l'eau est à l'origine de la complexité des circulations de l'eau à l'intérieur du plateau. Elle explique aussi l'instabilité des versants. Dans une région où les précipitations annuelles sont modérées et régulières, quels sont les facteurs qui contrôlent l'activation ou la réactivation des mouvements de terrain ?



## *Conclusion de la Partie 1*

Le vignoble champenois est fortement marqué par des phénomènes de mouvements de terrain affectant les versants des vallées qui entaillent les terrains tertiaires du plateau et le front de la cuesta d'Ile-de-France. Les caractéristiques géologiques, hydrologiques, topographiques et climatologiques semblent chacune jouer un rôle dans le déclenchement de mouvements de terrain, rôle dont la nature exacte et l'importance relative reste à définir. Les plateaux tertiaires, dont l'altitude dépasse rarement 300 mètres, sont formés par une alternance d'argiles, de marnes, de sables et de calcaires entraînant une hydrogéologie complexe. Le front de la cuesta d'Ile-de-France et les versants des vallées ont un commandement faible qui ne dépasse pas 200 mètres, sauf exception.

De nombreux travaux antérieurs ont mis en évidence la présence et l'ampleur des mouvements de terrain dans le vignoble champenois. Ils fournissent aussi des explications intéressantes et argumentées sur leur fonctionnement et leur dynamique. Mais des interrogations subsistent, aussi bien sur le plan de la recherche fondamentale que vis-à-vis des demandes des acteurs locaux du vignoble champenois. Il est donc nécessaire de confirmer, de préciser ou de réévaluer les résultats des recherches déjà effectuées, tant sur les mouvements anciens que récents. Une caractérisation multicritères du milieu, s'appuyant sur plusieurs méthodes dont les résultats doivent être croisés est donc nécessaire :

- Par une approche naturaliste, il est possible de faire une typologie précise des phénomènes qui affectent les versants. L'analyse des formes de terrain est donc une des composantes principales de ce travail et aboutit à une cartographie géomorphologique systématique de la vallée de la Marne et de la Montagne de Reims, précisée par une analyse statistique permettant d'identifier les facteurs de prédisposition et de déclenchement des mouvements de terrain.
- L'approche instrumentale associe méthodes géophysiques, hydrologiques et hydrogéologiques. Menée sur deux mouvements de terrain (un glissement typique de la vallée de la Marne, le glissement des Jacotines, et un glissement de front de cuesta – équipé en outre de piézomètres, le glissement de Montchenot) la tomographie apporte une connaissance de la structure interne des mouvements de terrain. Les mesures hydrologiques et hydrogéologiques s'appuient notamment sur des suivis piézométriques couplés à des données physico-chimiques de l'eau pour le glissement de Montchenot, sur le versant nord de la Montagne de Reims. La finalité de ces mesures est de comprendre comment s'effectue la circulation de l'eau au sein du glissement, mais aussi quelles sont les relations hydrogéologiques potentielles avec le substrat, et enfin quel en est l'impact sur le comportement de ce glissement.



## Partie 2. Les mouvements de terrain dans le vignoble champenois

---





## ***Chapitre 3. La cambrure de versant***

L'approche naturaliste distingue deux grands types de modelé dans le vignoble champenois. Au sud, les flancs de la Montagne de Reims et les versants de la vallée de la Marne et de ses affluents sont affectés par une succession de glissements de terrain souvent coalescents. Au nord, notamment dans la vallée de l'Ardre et sur le front de la Côte d'Île-de-France, les versants sont marqués par un modelé différent, fait de replats de dimensions variées se succédant en continu de haut en bas de versant. Cette morphologie s'apparente à celle décrite dans la littérature anglo-saxonne et identifiée sous le terme de cambrure de versant. Ce chapitre examine les diverses méthodes d'investigation permettant de définir les processus, la répartition spatiale et l'âge de la cambrure.

### 3.1. Caractérisation de la cambrure

Le terme désigne le fléchissement et l'étirement d'une strate cohérente sur un versant par érosion des couches tendres, généralement argileuses, sous-jacentes. La cambrure s'accompagne d'une fracturation ouverte débitant des trains de blocs qui drapent les versants (Figure 3-1). Ce processus est depuis longtemps décrit par les auteurs anglais sous le terme de *valley-side cambering* (Hollingworth *et al.*, 1944), et a même fait l'objet de parties distinctes dans les manuels (Selby, 1993 ; Ballantyne et Harris, 1994).

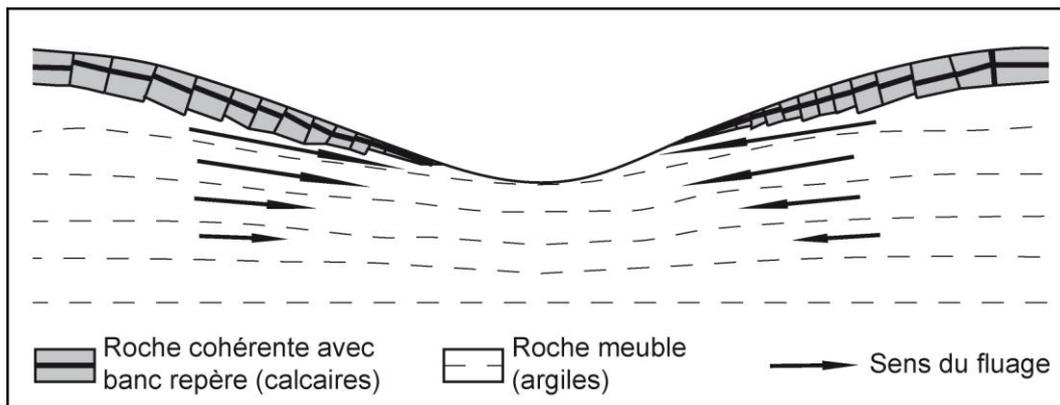


Figure 3-1 : Principe de la cambrure de versant (d'après Parks, 1991).

En France, A. Buvignier (1852) est sans doute le premier à décrire un mode d'évolution des versants par « reflux » d'assises argileuses, affaissement et courbure, dans le Jurassique de la Côte de Bar. Mais il faut attendre le milieu du XX<sup>ème</sup> siècle pour que la cambrure de versant, « problème méconnu de géologie appliquée » et « champ de recherche vierge » en France, soit évoquée (Maubeuge, 1949). Cet appel n'a cependant eu qu'un faible écho, puisque les seules mentions faites de processus apparentés sont dues à J. Tricart et à A. Guilcher et J. Tricart dans les années 1950, toujours dans le Jurassique de l'est du bassin de Paris (Tricart, 1952 ; Guilcher et Tricart, 1954). Mais ces processus sont considérés comme actuels ou postglaciaires (Tricart, 1977), et classés parmi les glissements de terrain. En 2014, la cambrure de versant a fait l'objet d'un article où le processus est décrit selon une approche multiscale (Bollot *et al.*, 2014). Les déformations des calcaires du Lutétien y sont analysées, d'un rebord de plateau à l'autre, à partir de forages et d'observations directes en carrières souterraines. Sur les versants, la structure superficielle est déduite de la description de coupes, complétée par l'analyse des formes.

#### 3.1.1. Les déformations à l'échelle de l'interfluve

À l'échelle des interfluves, sur des distances kilométriques, la géométrie des couches a été reconstituée à partir des données de sondages validées sur le plateau et disponibles sur la BSS (Banque du Sous-Sol). Ces données sont complétées par les altitudes d'affleurement indiquées sur les cartes géologiques au 1/50 000 numérisées du BRGM. L'ensemble est

regroupé dans une banque de données sous SIG. La profondeur du mur des calcaires du Lutétien au sein des plateaux est ainsi reconstituée. En superposant ces informations à un MNT, il est possible de vérifier et de corriger l'altitude en surface de chaque forage de la BSS pris en compte, ainsi que l'altitude du mur des calcaires du Lutétien. Cette méthode permet aussi d'attribuer une altitude à l'affleurement du Lutétien sur les cartes géologiques. L'ensemble des données est interpolée par la méthode bilinéaire dite « du plus proche voisin ». Cette méthodologie est la plus adaptée à la distribution de l'échantillonnage puisqu'elle offre un bel amalgame entre sensibilité au bruit et accentuation des discontinuités. La carte obtenue montre une variation de plus de 200 m de l'altitude du mur du Lutétien sur l'ensemble du secteur d'étude, étendu au sud-est du Soissonnais (nord-ouest du secteur d'étude) (Figure 3-2).

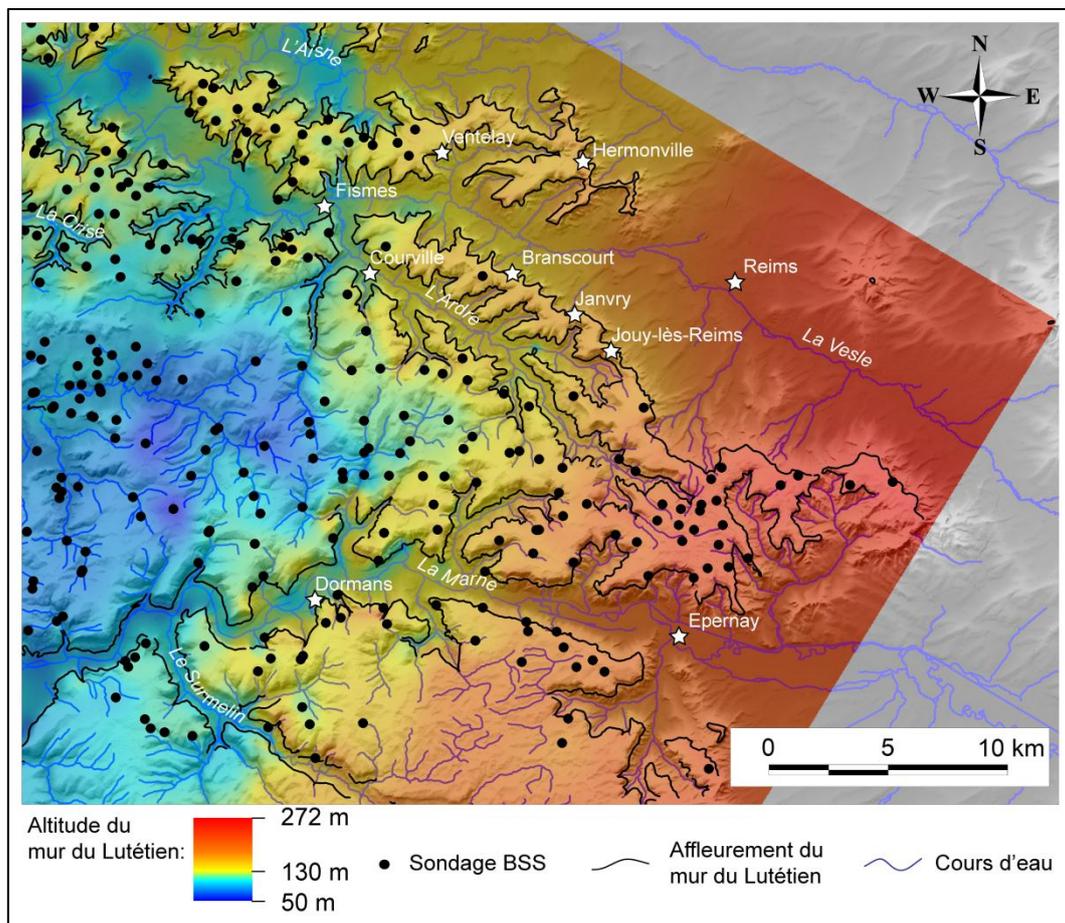


Figure 3-2 : Cartographie de l'altitude du mur du Lutétien.

Les importantes variations, d'un interfluve à l'autre, de l'altitude et de la géométrie du mur des calcaires du Lutétien, ne s'expliquent pas uniquement par l'histoire tectonique du secteur. Dans un ensemble dont le pendage général ouest est de l'ordre de 0,2 % pour les assises tertiaires, M. Duprat (1997) décrit, à partir de la géométrie du toit de la craie campanienne et des variations d'épaisseur de la sédimentation tertiaire, une série de « *cuvettes et hauts structuraux* » associée à des déformations continues ou discontinues post-campaniennes.

Cependant, ni le pendage général, ni les déformations secondaires ne rendent compte de la géométrie précise du Lutétien. De plus, le Lutétien est le seul étage dont le mur ne soit pas parallèle au toit de la craie (Figure 3-3).

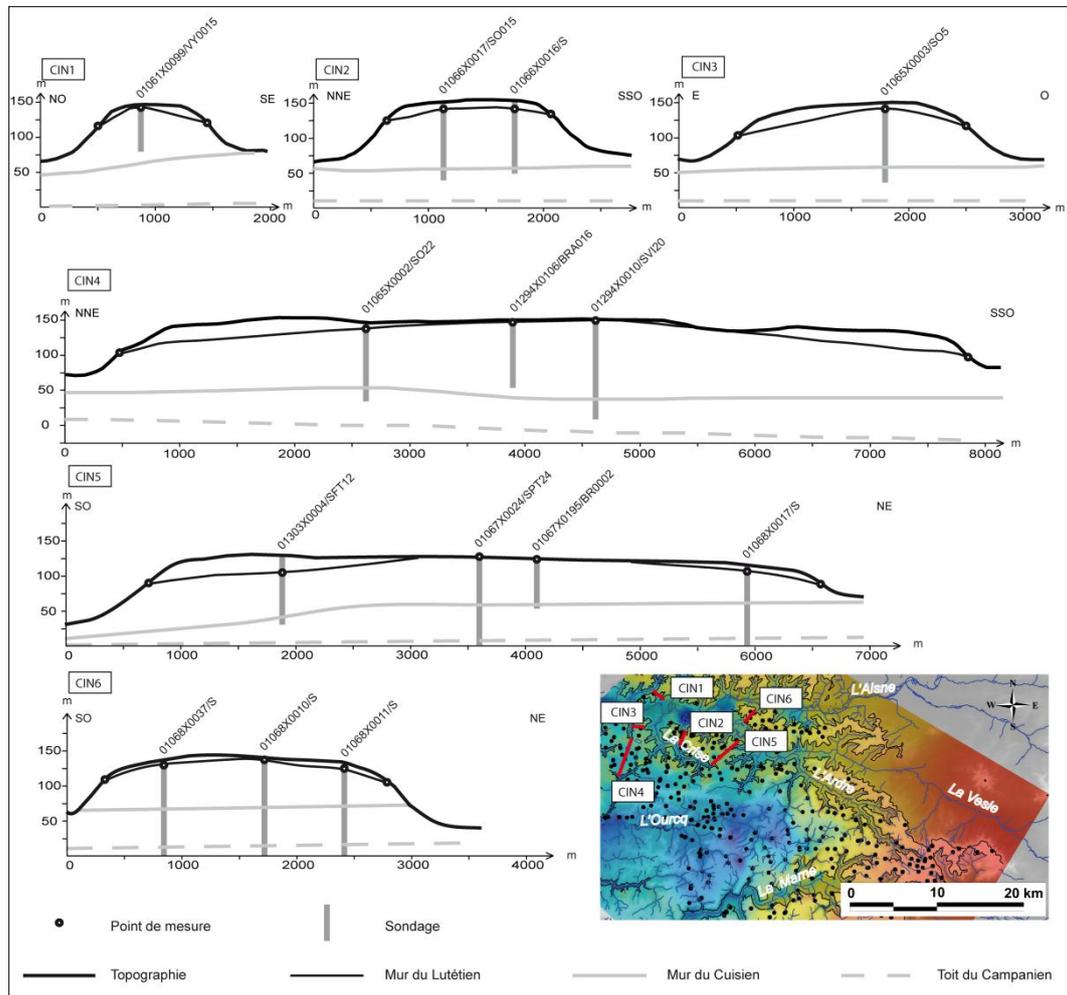


Figure 3-3 : Géométrie du mur du Lutétien, du mur de l'Yprésien supérieur et du toit du Campanien.

Le dernier étage conforme est l'Yprésien inférieur, comme l'illustrent les coupes CIN1, CIN2, CIN3, CIN4, CIN5 et CIN6 où le toit des argiles sparnaciennes (qui correspond au mur du Cuisien) a le même pendage et les mêmes variations d'altitude que le toit de la craie campanienne. Le long des mêmes coupes, les calcaires lutétiens présentent un pendage non conforme (d'une valeur de 1,2 % vers le NNE et de 1,7 % vers le SSW pour la coupe CIN4, par exemple). De fait, à l'approche des vallées, le mur du Lutétien s'infléchit en moyenne de 3,3 %, avec un maximum de 9,3 % sur l'interfluve Vesle/Ardre et un minimum de 1 % sur l'interfluve Crise/Vesle. Ce fléchissement est très bien illustré par les coupes CIN5 et CIN6, disposées en continuité et seulement séparées par la vallée de l'Arde. On peut cependant observer une légère déformation anticlinale du toit du Sarnacien quand celui-ci affleure en fond de vallée (pendages divergents de l'ordre de 1 à 3 %), qui s'explique probablement par un phénomène de décompression lié au creusement de la vallée (Letourneur et Dayre, 1981). En résumé, la déformation des couches est susceptible de se produire 1) à l'échelle de

l'interfluve, où le gauchissement du Lutétien peut être imputable à un phénomène de décompression ; 2) à l'approche des versants, où les anomalies de pendage (ou l'exagération du pendage, sur les bordures de plateau tournées vers le centre du bassin de Paris) et l'abaissement de l'altitude du Lutétien traduisent un phénomène de détente par appel au vide, initiant une cambrure ; 3) dans le fond des vallées, où la décompression joue à nouveau. Dans les trois cas, ces modifications de la structure ne doivent rien aux déformations tectoniques régionales, d'origine interne. Cependant, à cette échelle, aucun indice ne permet de définir si ce fléchissement est souple ou cassant.

### 3.1.2. Les déformations à l'échelle des rebords de plateau

L'exploitation des Calcaires grossiers du Lutétien moyen pour la pierre de taille a laissé dans la région un grand nombre de carrières souterraines, les « creutes ». Il est possible d'y observer, en bordure de plateau, la fracturation des calcaires induite par la détente mécanique liée au creusement des vallées (Blondeau, 1965 ; Moiriat *et al.*, 2005 ; Devos *et al.*, 2012). Sur plusieurs centaines de cavités dans le secteur d'étude, 32 ont fait l'objet d'une cartographie, de mesures d'azimut magnétique des fissures recoupées par les cavités, ainsi que de mesures de largeur des fissures et de distance entre fissures. Seules les discontinuités ouvertes et antérieures au creusement de la carrière sont prises en compte. Les variations de ces paramètres sont donc décrites, du haut des versants (où se trouve l'entrée des carrières) vers l'intérieur des plateaux, sur des distances hectométriques (jusqu'à 500 m). Les résultats sont valorisés par des indices de fracturation calculés pour chaque carrière, de manière à connaître la densité du réseau de fissures des bordures des plateaux, et sa relation avec la morphologie de surface.

Les valeurs de fléchissement du Lutétien vers les vallées, mises en évidence par les altitudes du mur de la formation relevées en forage sur les plateaux et à l'affleurement dans les vallées, sont calculées à partir de données validées, mais trop souvent interprétées. Sur les versants, le substrat est généralement nappé d'épaisses formations superficielles masquant la structure. Dans ces conditions, la position du mur ou du toit des formations est parfois déduite à partir de critères morphologiques (Laurain, 1976), et reste donc imprécise. De plus, la répartition spatiale et la densité des forages contraignent à une interpolation hasardeuse des cotes NGF qui complique l'interprétation des données. La méthode d'interpolation choisie détermine un biais, traduit comme un fléchissement souple des couches géologiques vers les vallées. L'approche souterraine montre au contraire que ce fléchissement s'inscrit dans un réseau de fissures qui n'est dense qu'en bordure des plateaux. En effet, pour les 32 carrières topographiées, l'indice de fracturation au mètre linéaire (If), correspondant au nombre de fissures parallèles aux versants et recoupées par les galeries, est de  $0,15 \text{ fissure.m}^{-1}$ , ce qui se traduit par une amplitude de 8,46 m entre chaque fissure (Devos *et al.*, 2012). Cette densité de fissures cache en réalité une forte hétérogénéité spatiale due à la proximité du versant. La corrélation entre la distance au versant et l'indice de fracturation, qui détermine un nuage de point répondant à une loi exponentielle décroissante, illustre cette hétérogénéité (Figure 3-4).

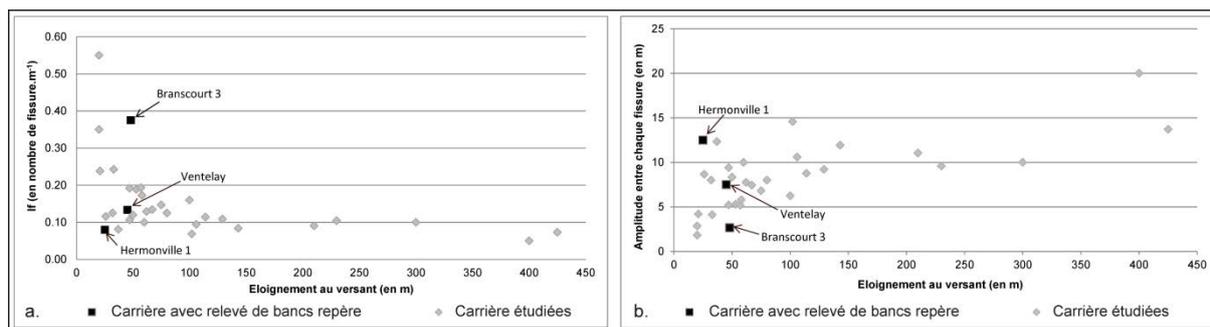


Figure 3-4 : Indices de fracturation dans les carrières souterraines du Tardenois et du Soissonnais.

À l'entrée des bouches de cavage des carrières souterraines, c'est-à-dire au niveau du versant, le réseau de fissures est le plus dense avec des valeurs d'If supérieures à  $0,3 \text{ fissure.m}^{-1}$ , correspondant à des amplitudes inférieures à 5 m. Pour une distance au versant comprise entre 0 et 150 m, le degré de fracturation est important mais diminue fortement avant de se stabiliser, au-delà de 150 m, autour d'une valeur d'If de  $0,1 \text{ fissure.m}^{-1}$ , soit des amplitudes de plus de 15 m. Cette variation spatiale témoigne non seulement d'une détente mécanique liée au creusement de la vallée mais aussi du contexte cassant dans lequel le fléchissement des calcaires s'inscrit.

Cependant, comme ces indices de fracturation sont calculés à partir de segments de droites perpendiculaires aux versants affectés par les fissures, ils intègrent toutes les discontinuités recoupées, dont celles proches du versant. Ils cachent donc des disparités spatiales au sein d'une même carrière. Pour illustrer l'organisation spatiale de la fracturation, les plans des carrières souterraines de Ventelay, d'Hermonville 1 et de Branscourt 3 ont été dressés (Figure3-5).

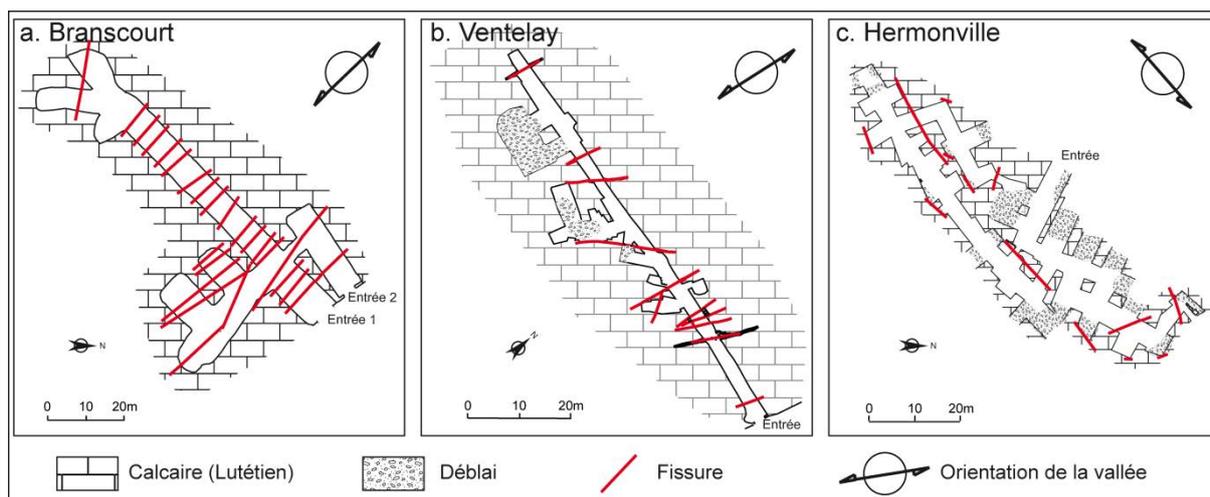


Figure 3-5 : Topographie et réseaux de fissure des carrières souterraines de Branscourt 3, Hermonville 1 et Ventelay.

Les indices de fracturation, dans les trois cas, s'intègrent bien dans la corrélation décrite plus haut (Figure 3-4), ce qui indique que les trois carrières sont représentatives de l'échantillon, et

qu'elles s'inscrivent, en outre, sur la bordure des plateaux, à une cinquantaine de mètres du versant. À Ventelay et Branscourt (site de versant de vallée) la galerie principale, perpendiculaire au versant, recoupe 6 et 13 fissures sur une longueur de 45 et 48 m, respectivement. Pour ces deux carrières, le degré de fracturation est donc très important. À Hermonville (site de front de cuesta), l'organisation spatiale des fissures a guidé l'exploitation souterraine, comme c'est souvent le cas pour les carrières du XIX<sup>ème</sup> siècle (Devos *et al.*, 2010), ce qui détermine peu de recoupement de fissures par les galeries les plus longues, parallèles au versant (Figure 3-6). L'azimut magnétique des fissures est clairement associé à celui du versant pour les trois carrières, ce qui permet de confirmer l'origine dynamique (c'est-à-dire liée à la détente), et non tectonique, de ces discontinuités. À l'image des carrières visitées, toutes les discontinuités correspondent à des fissures ouvertes dont la largeur (ou distance entre les blocs disjoints) est centimétrique voire métrique (Figure 3-6).



Figure 3-6 : Fissures ouvertes dans les carrières d'Hermonville 1 et de Ventelay (Soissonais).

Certaines de ces fissures sont pénétrables mais la plupart est comblée par un remplissage de blocs hétérométriques dans une gangue argileuse provenant du soutirage des Marnes et caillasses du Lutétien supérieur (Figure 3-7). L'ouverture de fissure résulte donc d'une détente mécanique et d'une extension latérale, conditionnées, en première approche, par un appel au vide.

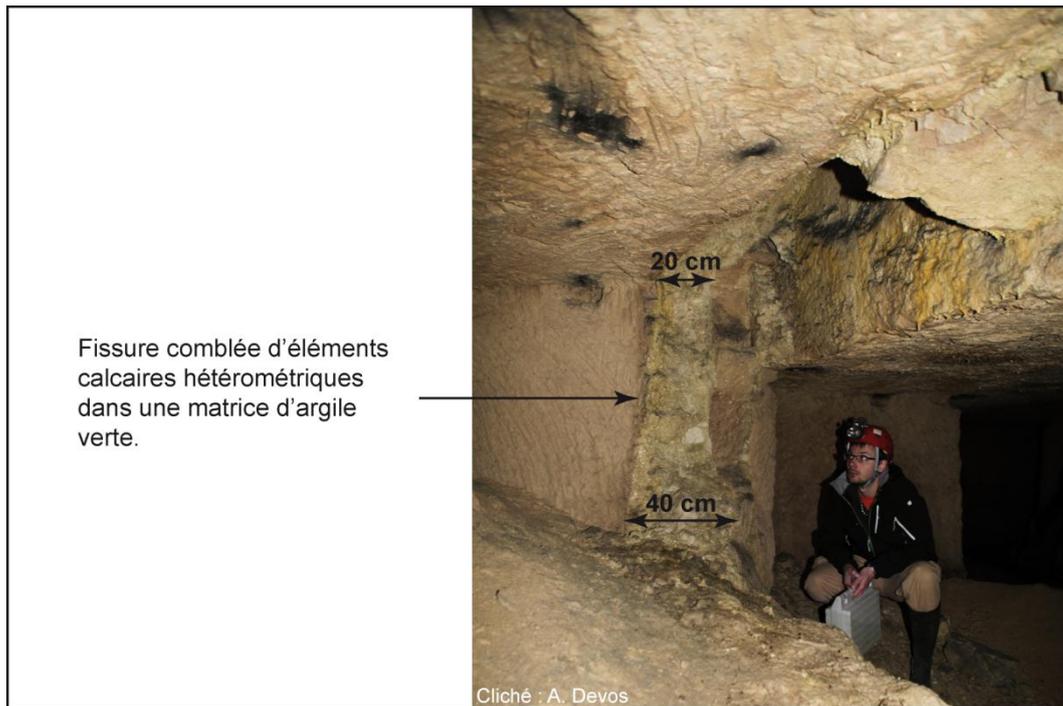


Figure 3-7 : Soutirage de la couverture des Marnes et caillasses du Lutétien supérieur comblant une fissure à Roucy, Aisne (d'après Devos *et al.*, 2012).

### 3.1.3. Les déformations à l'échelle des hauts de versant

À l'échelle des hauts de versant, les carrières souterraines sont encore d'un grand secours. Dans les carrières de Ventelay, d'Hermonville 1 et de Branscourt 3, des relevés de bancs ont été effectués, à l'aide d'un niveau de chantier, sur une cinquantaine de mètres dans les galeries perpendiculaires au versant. Au sommet du Lutétien moyen, les niveaux de chailles brunes, de faluns et de calcaires durs sont suffisamment constants pour servir de repères (Figure 3-8). Ces relevés permettent de mesurer les décalages verticaux le long des fissures de détente, et les anomalies de pendage des blocs désolidarisés de la couche géologique, du fait de la proximité du versant.

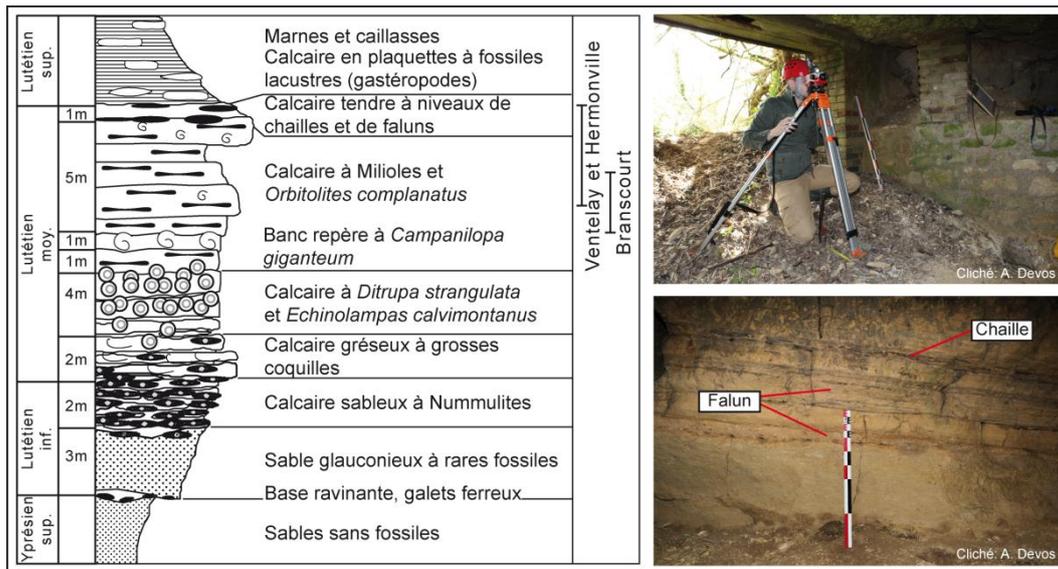


Figure 3-8 : Echelle stratigraphique (d'après Fronteau *et al.*, 2002) et bancs repère du Lutétien.

À l'approche du haut de versant, où la densité de fissures est la plus élevée, des anomalies de pendage et des mouvements relatifs des blocs de calcaires lutétiens sont soulignés par les décalages de niveaux repères (chaille, falun et niveau argileux) qui se suivent le long des galeries perpendiculaires au versant (Figure 3-9).

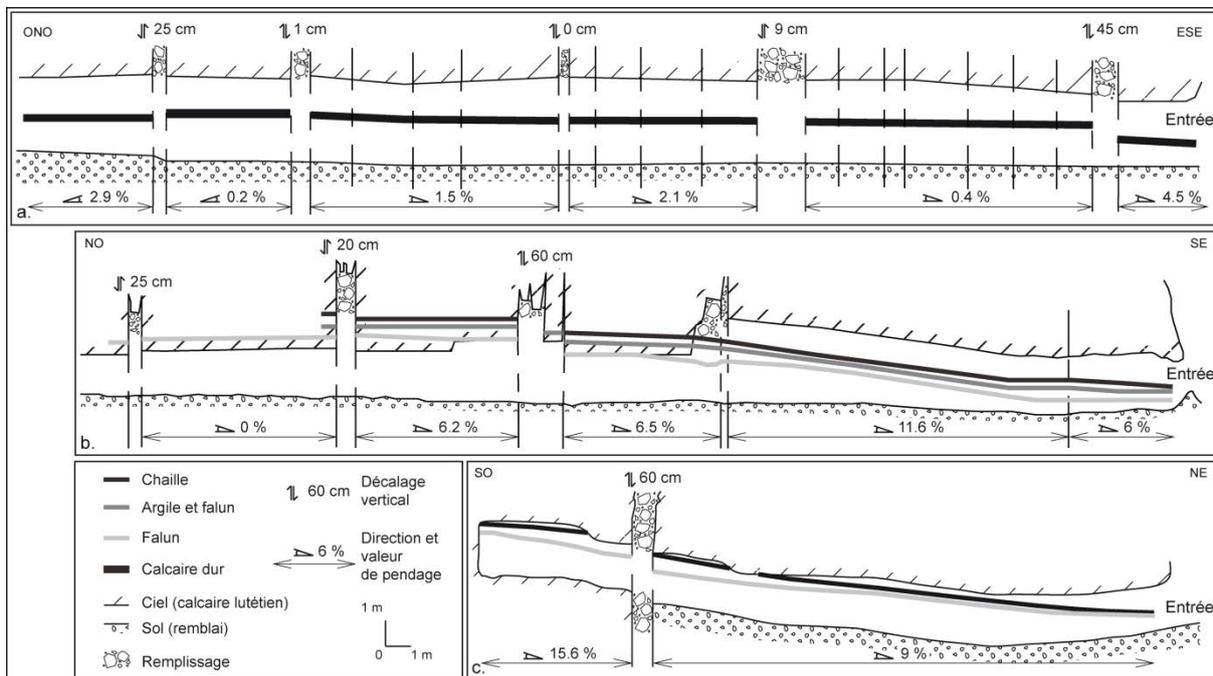


Figure 3-9 : Relevé de bancs des carrières de Branscourt 3 (a), Ventelay (b) et Hermonville 1 (c).

Pour les trois carrières souterraines retenues, ouvertes sur des versants regardant vers l'amont-pendage, les anomalies de pendage sont d'autant plus marquées que l'inclinaison des bancs, qui peut dépasser 15 % (comme à Hermonville), n'est plus conforme au pendage régional.

Les niveaux repères mettent aussi en évidence des déplacements horizontaux et verticaux de part et d'autre des fissures séparant les blocs. Les pendages anormaux (dépassant 10 %) et les décalages verticaux (atteignant 60 cm) sont les plus importants dans les carrières de Ventelay et Hermonville 1, où le fléchissement des couches vers la vallée est le plus marqué. À Branscourt 3, les pendages ( $\leq 4,5$  %) et les décalages verticaux (souvent inférieurs à 10 cm) sont moins importants, et les jeux de blocs ne se font pas systématiquement en fonction de la pente du versant : aux basculements s'ajoutent des tassements. L'ouverture des fissures est variable (comprise entre 50 cm et 2 m), et l'espace entre les blocs est rempli par des matériaux de soutirage. Enfin, l'examen détaillé des joints de stratification montre, par endroits, des décollements et des glissements banc sur banc d'ordre centimétrique. L'ensemble de ces déformations traduit un relâchement des contraintes qui affecte toutes les discontinuités des calcaires lutétiens, dont le volume augmente. Cette dilatance (Sirieys, 1984) se répercute dans les Marnes et caillasses sus-jacentes qui subissent à leur tour des déformations, des tassements et du soutirage.

## **3.2. Les mécanismes de la cambrure de versant**

La cambrure de versant marque le paysage par un modelé spécifique, dont l'observation a initié ce travail. Les recherches en carrières souterraines et l'outil SIG permettent de mieux comprendre l'agencement des modelés.

### **3.2.1. Structure et modelé des versants**

En l'absence de mesures géophysiques et de sondages, l'interprétation de la structure des versants repose sur l'analyse de la topographie et des affleurements. Sur les communes de Jouy-Lès-Reims, en front de cuesta (Figure 3-10), et de Janvry, sur le versant de rive gauche de la vallée de la Vesle, on observe des blocs de calcaires lutétiens reposant sur les sables cuisiers à des altitudes de 170 m, soit près de 20 m plus bas qu'en position de plateau.

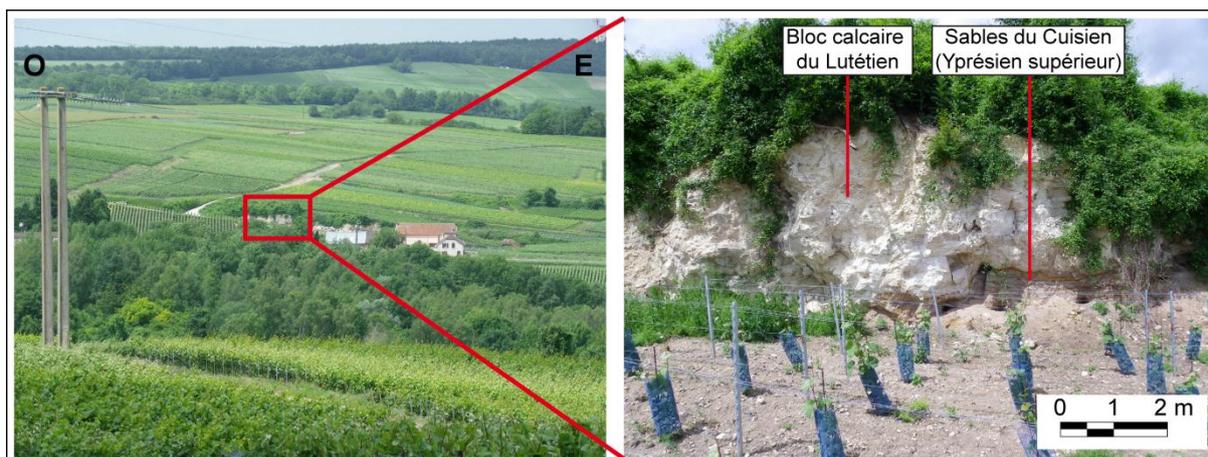


Figure 3-10 : Bloc lutétien sur sables du Cuisien sur le front de cuesta à Jouy-Lès-Reims.

Ces anomalies d'altitude ont déjà été constatées et interprétées en termes de fauchage sur le haut de versant (Laurain, 1976) ou de tectonique par J. Laurent (1908), qui a réalisé une coupe précise au col de Pargny (Figure 3-11).

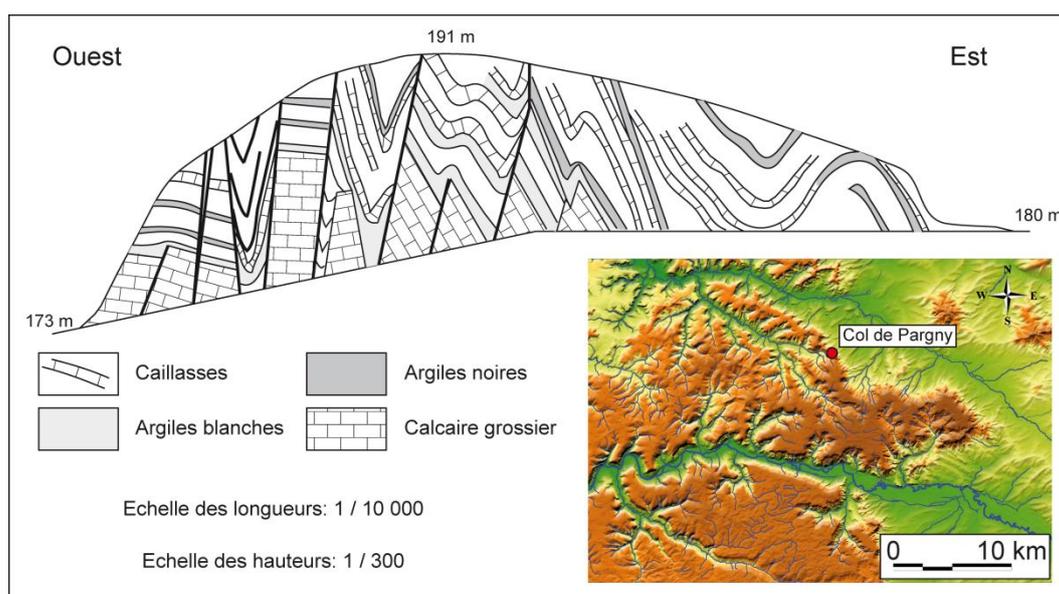


Figure 3-11 : Coupe interprétative au col de Pargny (d'après Laurent, 1908).

Cependant, ces deux hypothèses ne rendent pas compte de la présence de blocs de Lutétien en fond de la vallée à 85 m d'altitude, soit 45 m plus bas que leur position initiale. C'est le cas, par endroits, dans la vallée de l'Ardre, où le Lutétien repose en outre sur les sables cuisien, et non sur les argiles sparnaciennes qui affleurent dans le talweg, d'après la carte géologique. Sur les versants les plus longs de la rive droite de la vallée de l'Ardre, une série de ressauts, soulignés par des teintes blanchâtres sur les photographies (notamment visibles lors des labours), donne un aspect ondulé au versant (Figure 3-12). Les blocs de Lutétien sont visibles au niveau de l'avant-dernier ressaut, recoupé par la route, et les plus bas jouxtent la rivière.



Figure 3-12 : Profil de versant type dans la vallée de l'Ardre.

Les orientations de pendage des blocs de calcaires lutétiens, dans leurs différentes positions topographiques, concordent avec celles relevées dans les Cotswold Hills et le Rutland où la cambrure de versant est très fréquente (Chandler *et al.*, 1976 ; Horswill et Horton, 1976 ; Hobbs et Jenkins, 2008) . Dans le Tardenois, les blocs qui jalonnent les versants au profil rectiligne, et inclinés de 8° à 10°, ont un pendage parallèle à la pente qu'ils drapent (*drape profile*), comme sur le front de cuesta et sur le versant de rive gauche de la Vesle. Le long des versants à replats et moins pentus (5° à 6°), où s'observent parfois de légères contrepentes, les blocs sont au contraire relevant vers l'aval (*back-tilted blocks*). C'est le cas en rive droite de la vallée de l'Ardre, c'est-à-dire sur le versant dont la pente est conforme au pendage régional (Figure 3-13). Enfin, les blocs de grandes dimensions qui atteignent les fonds de vallée au pied de versants courts, peuvent être plus redressés (30°), ce qui expriment un mouvement translationnel sur une pente décroissante, configuration également décrite dans les Cotswold Hills (Chandler *et al.*, 1976). À cette structure de pied de versant est associé un replat, probablement perfectionné par un comblement colluvial. Il faut souligner que tous les versants de la vallée de l'Ardre ne présentent pas de cambrure continue : certains d'entre eux se terminent par une pente raide (14°) taillée dans les sables cuisiers. À ces endroits, où la vallée se resserre, le Lutétien ne forme cependant pas de corniche puisque, du fait de sa fracturation, il s'incline vers la vallée (*hinge point* des auteurs anglais).



Figure 3-13 : Affleurement d'un bloc Lutétien (*back-tilted block*) en fond de vallée à Courville.

### 3.2.2. Le processus de cambrure de versant

D'après les cartes géologiques, les plateaux du Tardenois et du Soissonnais ne sont pas faillés. Cependant, un ensemble de contraintes tectoniques post-campaniennes affectant l'Éocène a été déduit de l'étude des linéaments (Duprat, 1997). Il apparaît que les vallées d'ordre 1 à 3 (classification de Horton) sont contraintes par les fracturations tectoniques d'orientation N 125 (armoricaine) et N 160, tandis que les vallées principales conservent un tracé est-ouest probablement hérité de la topographie fini-tertiaire de plaine, inclinée vers le centre du Bassin parisien (Dewolf et Pomerol, 1997). Dans ce dernier cas, la fracturation qui affecte les calcaires lutétiens est uniquement d'origine mécanique (« néofracturation »), tandis que le long des vallées secondaires, les fissures de détentes se superposent à la trame tectonique. Au phénomène de détente, résultant d'un appel au vide sur les versants des vallées, il faut ajouter celui de décompression résultant d'une décharge et d'une minoration des contraintes lithostatiques (Letourneur et Dayre, 1981). La décompression, également susceptible de révéler des discontinuités virtuelles, affecte probablement le Lutétien en position d'interfluve, là où il est débarrassé des étages sus-jacents (Bartonien, Ludien et Stampien). Elle est aussi à l'origine des déformations anticlinales suspectées dans les argiles du Sparnacien en fond de vallée, que les auteurs anglo-saxons appellent *valley bulging*. Le manque d'affleurement ne permet malheureusement pas de confirmer ce processus dans notre secteur d'étude. La fracturation des calcaires s'accompagne d'un soutirage des sables du Cuisien, emporté dans les flux des eaux souterraines, créant un mouvement gravitaire verticale. Ce dernier explique les décalages des bancs calcaires et leurs pendages non conformes. Il crée ainsi de véritables trains de blocs jointifs qui drapent le versant jusqu'au fond de vallée (Figure 3-14).

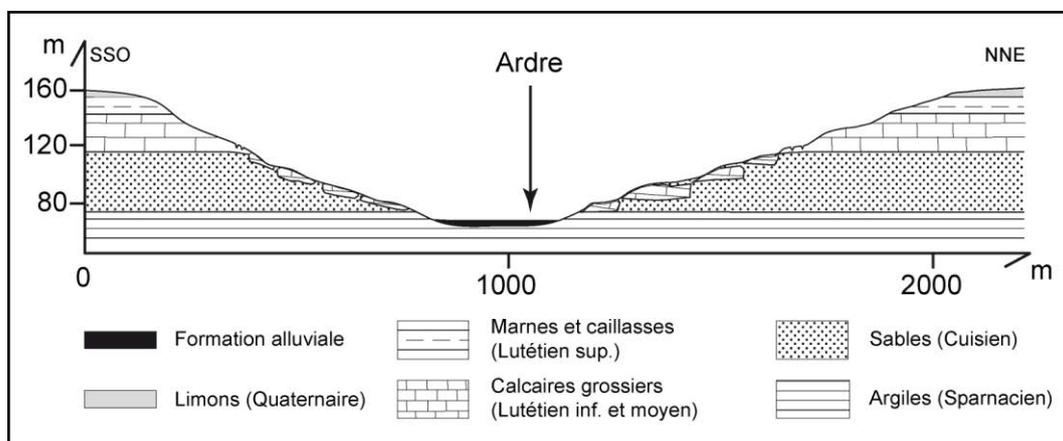


Figure 3-14 : Coupe géomorphologique interprétative de la cambrure de versant.

La question est de savoir quelle partie des sables cuisien est mobilisée. L'analyse micromorphologique d'échantillons sableux prélevés dans le premier mètre sous le contact Cuisien-Lutétien (à Jouy) apporte des éléments de réponse (Figure 3-15). La photographie 3-15b présente le faciès typique du Cuisien. Il s'agit de sables quartzeux fins, dont la médiane est comprise entre 0,16 et 0,23 mm, une valeur qui les situe à mi-chemin entre le faciès marin et le faciès littoral des sables cuisien (Laurain *et al.* 1976), il est faiblement glauconieux et

contient de rares paillettes de muscovite. Les grains de quartz, séparés par des vides d'entassement, sont émoussés et quelques-uns sont brisés. Sur la photographie 3-15b, l'altération de la glauconie produit une faible quantité de plasma qui diffuse et enrobe des petits grains de quartz du squelette (de taille inférieure à la médiane). Du fait de la quasi-absence de plasma, on n'observe pas, dans le Cuisien, de traits pédologiques (c'est-à-dire post-sédimentaires) à l'exception de quelques ferri-argilanes tapissant les parois inférieures des vides (Figure 3-15c), ou sous forme de coiffes couvrant le sommet de plusieurs grains de quartz adjacents. Les eaux qui percolent dans ces sables ont donc une charge en suspension réduite et argileuse (la turbidité des eaux de source du Cuisien est d'ailleurs, de nos jours, très faible). Le fait que cutanes et taches d'imprégnation ne soient pas détruites ou basculées indique que le sable n'a pas subi de déplacement le long du versant, ni de processus de cryoturbation. Les lits ferruginisés synsédimentaires donnant aux sables un faciès rubané (Feugueur, 1963) sont eux-mêmes intacts (Figure 3-15d). Les caractéristiques micromorphologiques plaident donc en faveur d'un pergélisol sec à cette profondeur, ce qui s'accorde bien avec le caractère filtrant des sables (y compris là où s'observent les intercalations argilo-sableuses ou argilo-ligniteuses: à Savigny-sur-Ardre, les Argiles de Laon ne sont pas cryoturbées). Au total, les sables conservent l'essentiel de leur structure diagénétique.

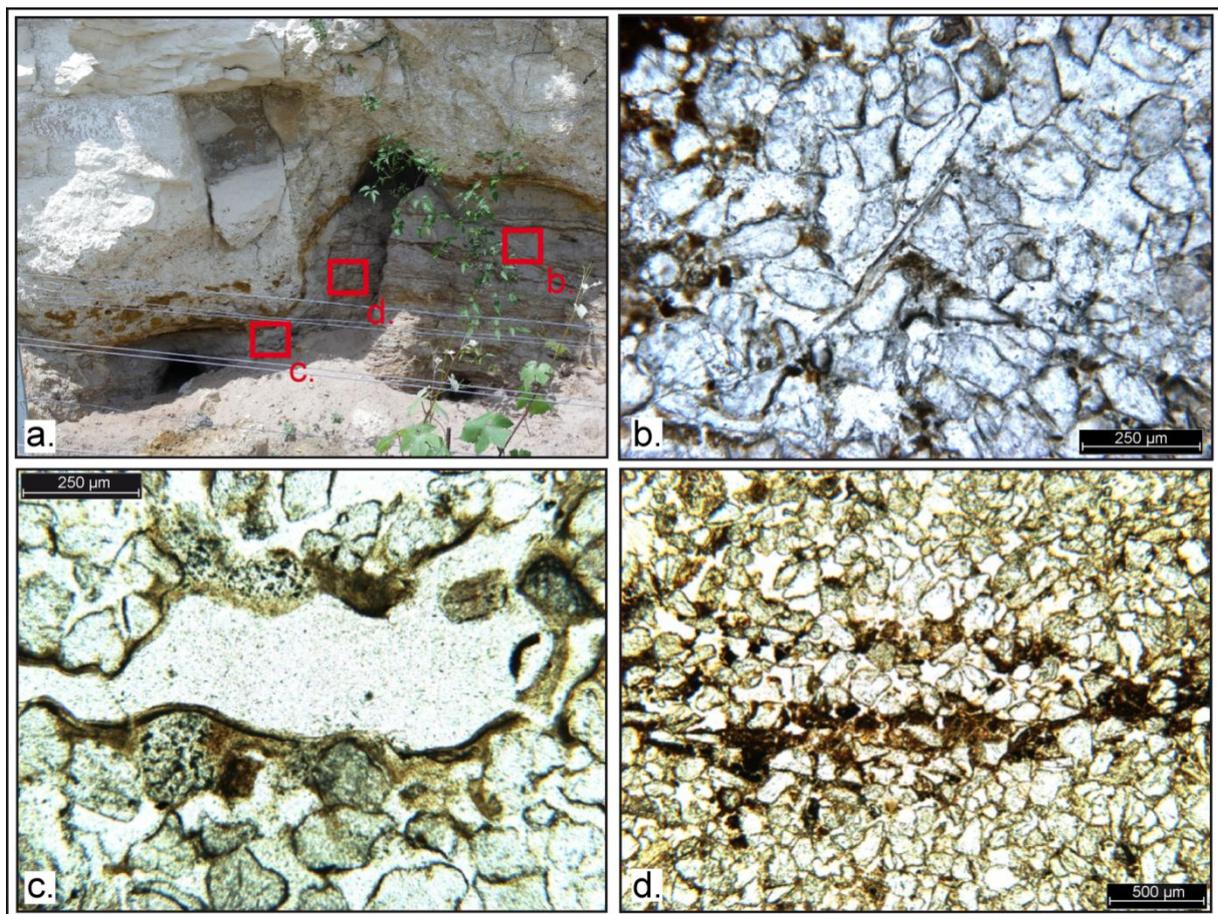


Figure 3-15 : Emplacement des litholamelles (a) et photographies (b, c et d).

Par conséquent, (figure 3-14), la crypto-érosion affecte la base, et non le sommet du Cuisien, quand l'eau de la nappe, en s'écoulant, exporte des sables par un processus de soutirage. À quel moment la nappe est-elle susceptible de se vidanger, et d'exporter des sables qui dans leur partie supérieure restent gelés et solidaires du Lutétien ? Le contexte le plus favorable relève probablement de conditions anaglaciales, quand l'onde de gel, se propageant à partir de la surface, n'a pas encore atteint la zone saturée de l'aquifère (base du Cuisien), dans laquelle les écoulements continuent de se produire. En période cataglaciale, la régression plus rapide du pergélisol sur les versants (Lebrouc *et al.*, 2013) est plus propice à la formation d'un pergélisol discontinu qui n'exclue pas le soutirage, mais ne garantit pas non plus la cohésion des compartiments Cuisien-Lutétien. C'est peut-être ce qui explique les cisaillements perpendiculaires à la stratification qui s'observent parfois dans les Argiles de Laon, quand ils affleurent. L. Feugueur (1963) attribue ces déformations à un phénomène de « tassement sur les pentes lors du creusement quaternaire »).

### **3.3. La répartition spatiale de la cambrure de versant**

La cambrure de versant apparaît comme le processus dominant dans la vallée de l'Ardre et sur la partie nord de la Côte d'Ile-de-France. Il reste cependant à préciser son emprise spatiale.

#### **3.3.1. Déformation du Lutétien et cambrure de versant**

Les versants de la vallée de la Marne et de ses principaux affluents, comme ceux de la Montagne de Reims, ne montrent pas les mêmes profils. Pourtant, le colluvionnement important de la région oblige à faire preuve de prudence dans la détermination de la présence ou non de cambrure de versant dans la partie sud du vignoble champenois. L'analyse des sondages BSS et des affleurements renseigne sur la présence de la cambrure. Les 344 sondages concernant le Lutétien sont corrélés avec 297 sondages renseignant sur l'Yprésien supérieur, décrit comme le dernier niveau tertiaire concordant. La disposition de l'altitude des murs de l'Yprésien supérieur et du Lutétien montrent pour les deux formations, à l'échelle globale, un pendage ouest (Figure 3-16).

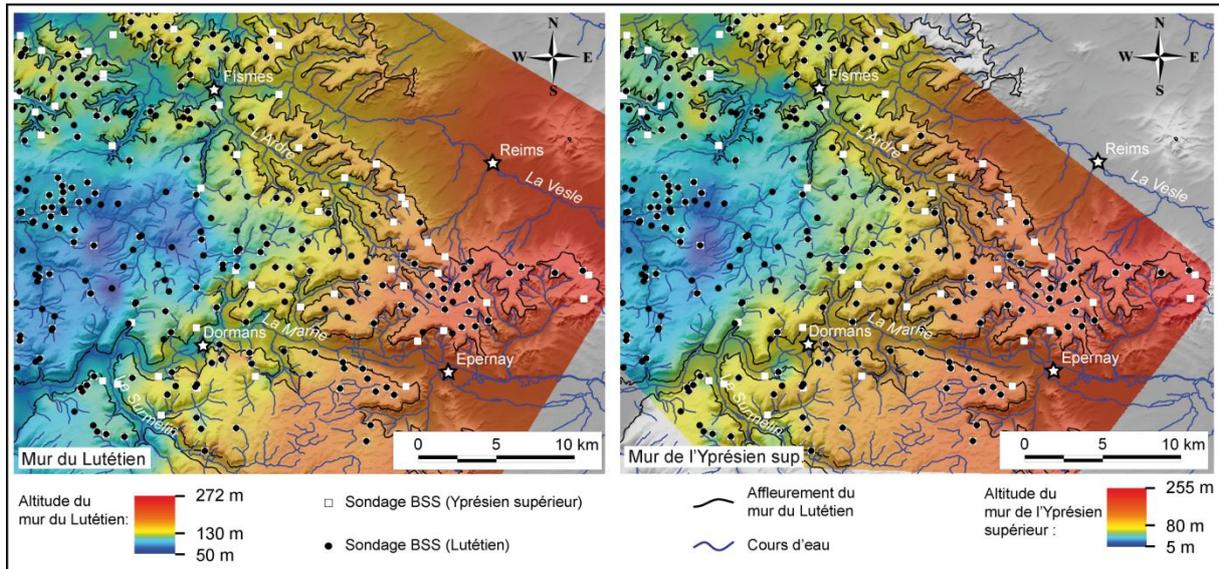


Figure 3-16: Altitude du mur de l'Yprésien supérieur et du Lutétien.

Pour déterminer l'aire où le Lutétien est déformé, la cartographie sous SIG des variations de l'altitude du mur du Lutétien est établie (Figure 3-17). À l'approche des vallées, le mur du Lutétien s'abaisse selon un pendage pouvant dépasser 12 %. Cette variation semble systématique au nord comme au sud du vignoble champenois, mais elle est davantage prononcée dans la partie septentrionale. Ces résultats suggèrent que le phénomène de cambrure de versant pourrait être présent sur l'ensemble du secteur d'étude, même au sud jusqu'à la vallée du Surmelin où le Lutétien est surmonté d'une épaisseur de Bartonien importante et affleure en bas de versant.

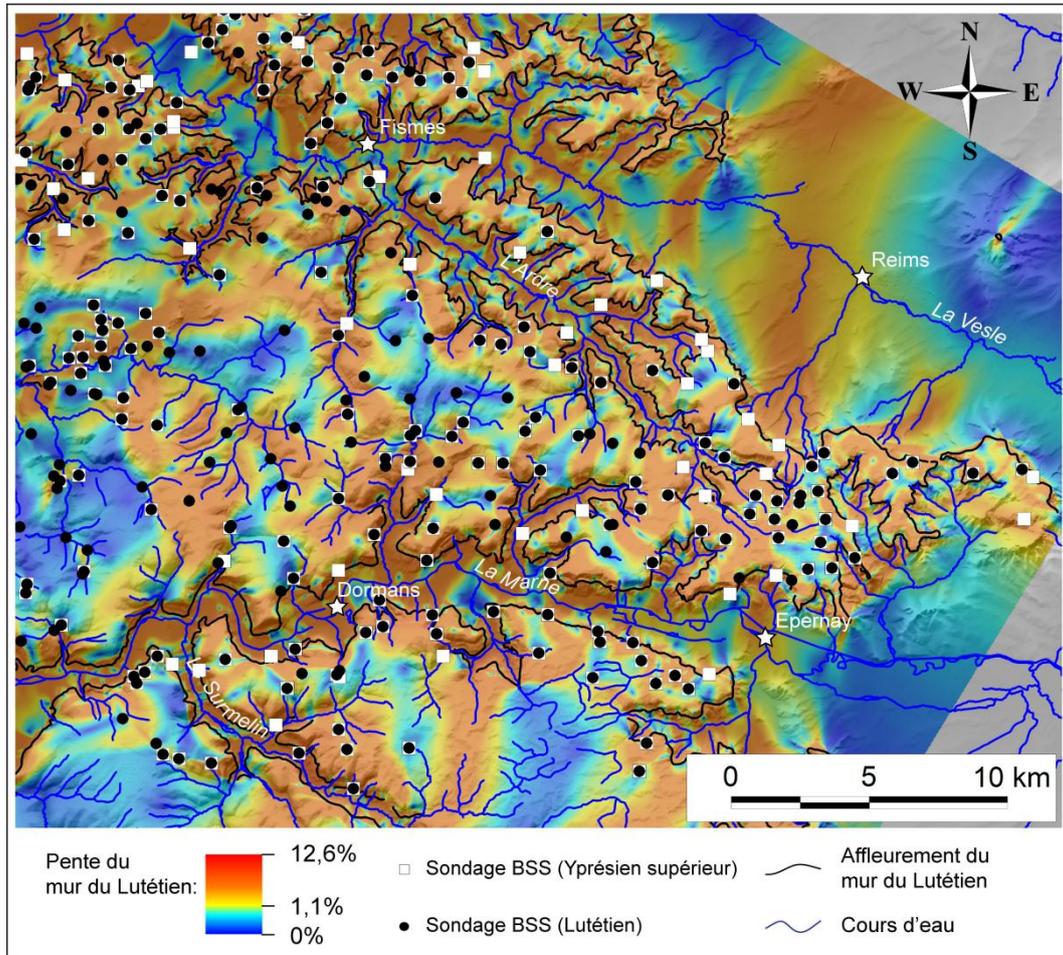


Figure 3-17: Carte du pendage du mur du Lutétien.

Pourtant, le modelé des versants des vallées de la Marne et de ses affluents est bien différent de celui des versants du nord du secteur d'étude où la cambrure de versant domine. Deux hypothèses pourraient être avancées pour expliquer cette répartition : 1) le modelé résulte essentiellement de la nature du Lutétien ; 2) les résultats de l'interpolation du mur du Lutétien et du calcul de son pendage sont biaisés et il n'existe pas de cambrure dans la sud du secteur d'étude. Pour vérifier ces hypothèses, la variation de la distance entre le mur de l'Yprésien supérieur et celui du Lutétien est calculée sous SIG à partir de leur altitude respective. Puisque la cambrure est entraînée par le départ des sables de l'Yprésien supérieur, la distance entre les murs des deux formations doit diminuer vers les versants (Figure 3-18).

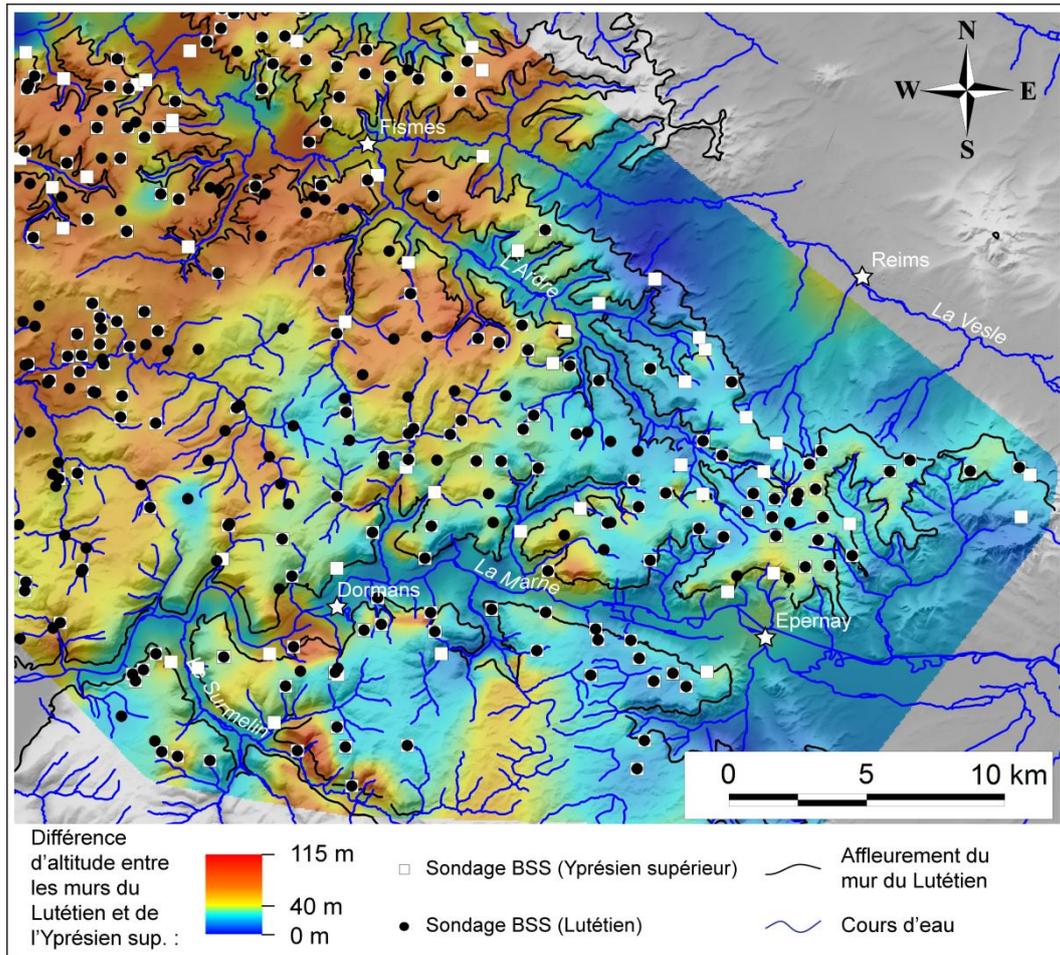


Figure 3-18 : Différence d'altitude entre les murs de l'Yprésien supérieur et du Lutétien.

Il apparaît que, au nord, les altitudes des murs de l'Yprésien supérieur et du Lutétien se rapprochent en bordure de vallée, alors que ce n'est pas le cas au sud. Cela s'observe très bien dans la vallée de l'Ardre, où la puissance de l'Yprésien supérieur diminue en moyenne de 4,1 mètres tous les 100 mètres dans les 500 mètres bordant la vallée. Sur le front de la cuesta, cette diminution est en moyenne de 2,1 mètres tous les 100 mètres. Dans la vallée de la Marne ou de ses affluents, les variations d'épaisseur de l'Yprésien supérieur sur une distance de 500 mètres en rebord des vallées ne sont en moyenne que de 0,3 mètres tous les 100 mètres. Même si l'épaisseur est diagenétiquement moins importante au sud, ces valeurs de gradient déterminent que le phénomène de cambrure n'est présent qu'au nord du secteur d'étude. Au sud, un autre processus affecte les versants des vallées et du front de côte. Il ne suffit donc pas que le Lutétien soit déformé pour qu'il y ait cambrure.

### 3.3.2. Faciès du Lutétien et cambrure de versant

La cambrure n'est donc présente qu'au nord du vignoble champenois. Elle correspond au processus décrit par les anglo-saxons et implique la présence d'une couche cohérente. La relation entre milieu de sédimentation du Lutétien et cambrure de versant peut donc être établie : la cambrure n'est présente que dans les zones où le Lutétien moyen a un faciès calcaire. Elle n'apparaît pas au sud, où le faciès du Lutétien moyen est marneux et où il est recouvert de plus de 10 mètres de formations bartoniennes. Les variations latérales de faciès du Lutétien moyen sont conditionnées par les modalités de sédimentation de l'Eocène du bassin de Paris. À la différence des formations du Jurassique et du Crétacé essentiellement marines, les couches du Tertiaire sont marquées par des conditions de dépôt plus diversifiées (continentales, lagunaires, marines) et par de nombreux cycles de régression et transgression marine, notamment à l'Eocène (Duprat, 1997 ; Guillocheau *et al.*, 2000). Durant cette période, les contrées actuellement situées à l'est de Reims sont bordées à l'ouest par une mer déterminant une sédimentation littorale concordant avec le tracé actuel de la côte d'Île de France et une sédimentation franchement marine vers l'ouest (Gély, 1996 ; Devos *et al.*, 2009 ; Gély *et al.*, 2009).

Durant le dépôt des premières couches sédimentaires du Lutétien, couches dites de la « Glauconie grossière », le secteur d'étude se situe très majoritairement sur le continent (Figure 3-19a). Les sédiments ont alors un faciès typiquement transgressif de sables glauconieux hétérogènes. Le début du Lutétien moyen est marqué par une nouvelle transgression marine qui correspond au dépôt des couches dites de la « Pierre à Liard ». Lors de cette phase, la partie supérieure du bassin actuel de l'Ardre est émergée, la partie médiane est en situation littorale (dépôt de sable glauconieux transgressif) et la partie aval se trouve en milieu marin (dépôt des *Nummulites laevigatus*), au même titre que le secteur de la Vesle actuelle, en aval de l'entonnoir de percée cataclinale (Figure 3-19b). Cette dualité entre l'Ardre supérieure et l'Ardre inférieure se retrouve plus en amont du bassin versant au moment du dépôt des calcaires à *Ditrupa strangulata* (Figure 3-19c). Lors de cette période, le secteur de la Marne actuelle se situe également en zone continentale à l'est et en milieu marin à l'ouest (la transition se situant vers la confluence de la Marne avec le ruisseau de Belval). Enfin, durant le dépôt du « Banc à verrins » ou à Cérithes géants, la sédimentation est littorale dans la partie amont du bassin versant de l'Ardre et juste en aval de la percée de la Marne (vase devenue un calcaire fin à miliolles), de hauts fonds marins dans sa partie médiane (faluns coquillers) puis franchement marine vers l'ouest (calcaires) (Figure 3-19d).

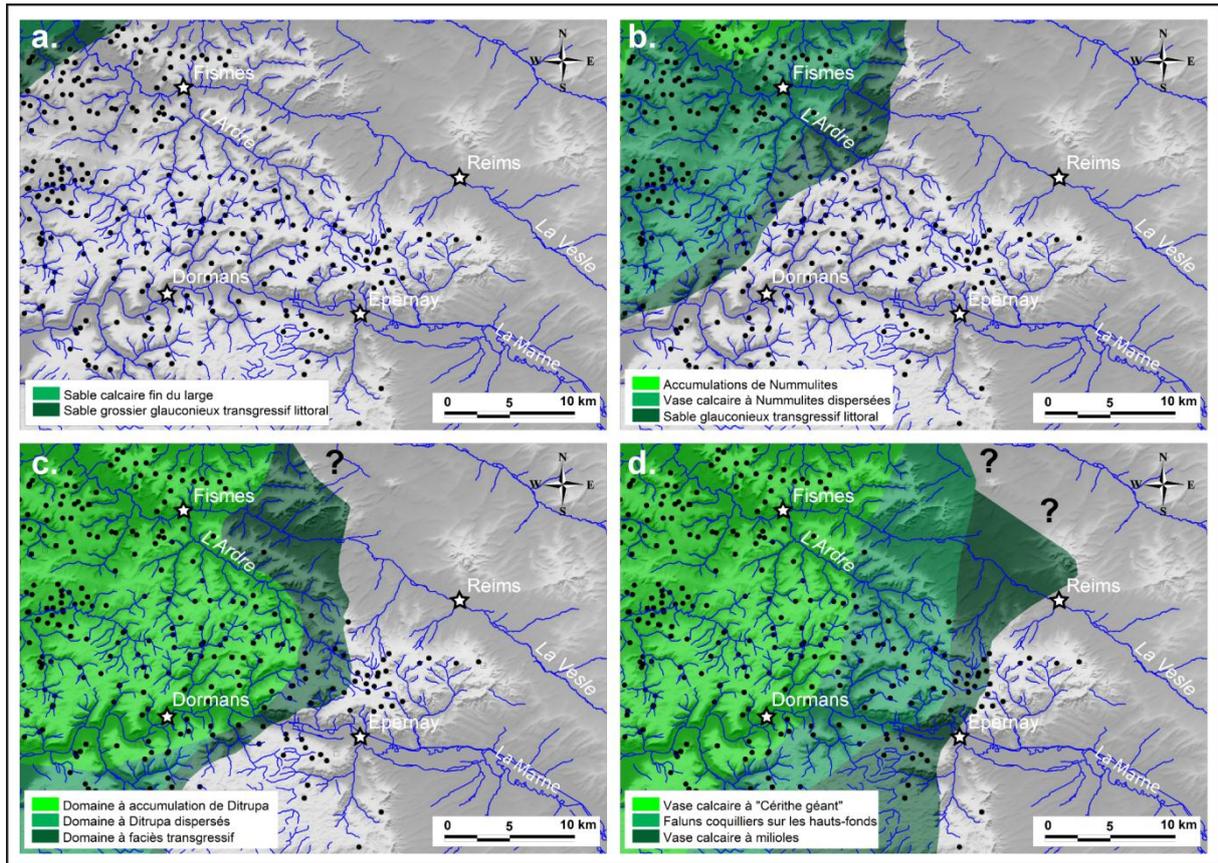


Figure 3-19 : Phases de sédimentation au Lutétien inférieur et moyen (d'après Gély, 2009).

Les conditions environnementales de dépôts au Lutétien inférieur et moyen sont donc liées au contexte paléogéographique. Elles confèrent à la sédimentation du secteur une dualité entre le nord-ouest et le sud-est. Le sud et l'est sont marqués par des apports fluviaux terrigènes provenant du continent tertiaire. La dérive littorale et les courants de marée déterminent de faibles épaisseurs et de fortes variations latérales de faciès. Par contre, le nord et l'ouest sont davantage caractérisés par une sédimentation marine plus calme, propice à la constitution de calcaires plus homogènes (futurs aquifères). La cambrure n'est possible que dans cette partie nord-ouest, en avant du Bartonien qui contrarie sa présence.

### 3.4. Conclusion du chapitre 3

Le nord du secteur d'étude présente un modèle spécifique lié à la cambrure de versant, très semblable à celle décrite dans la littérature anglo-saxonne. Les sables de l'Yprésien supérieur sont entraînés par soutirage et leur épaisseur diminue du haut vers le bas des versants. Les calcaires du Lutétien sus-jacents, préalablement fracturés par détente mécanique (comme on l'observe en carrière souterraine), suivent le mouvement en s'abaissant. Le processus, révélé par les sondages de la BSS, affecte les versants de la vallée de l'Ardre et le versant sud de la vallée de la Vesle, ainsi que le front de cuesta au nord de Ville-Dommange. L'analyse de lames minces d'échantillons de sable prélevés à Pargny-lès-Reims montre que les blocs calcaires qui drapent les versants, se sont abaissés en restant solidaire des sables sur lesquels ils reposent, puisque ces derniers ne présentent aucun indice de déformation. C'est donc un ensemble Cuisien supérieur-Lutétien qui a subi un déplacement essentiellement vertical. La description précise de la cambrure de versant mettant en avant la présence et le rôle d'une couche dure, la répartition spatiale du processus s'explique par l'extension du faciès calcaire du Lutétien, s'il n'est pas recouvert par une épaisseur trop grande de Bartonien.



## ***Chapitre 4. Les glissements de terrain***

### ***de la vallée de la Marne et de la***

### ***Montagne de Reims***

Le modelé des versants de la vallée de la Marne et de ses affluents ainsi que de ceux de la Montagne de Reims contraste avec celui des versants cambrés du nord du secteur d'étude. Il résulte de mouvements de terrain de type glissements. Ces glissements, très nombreux et même coalescents dans certains secteurs, ont fait l'objet de plusieurs études pionnières montrant l'importance d'un processus largement ignoré jusqu'alors. En complément de ces études, l'objectif de ce chapitre est, à partir d'un inventaire le plus complet possible, de dresser une typologie de ces glissements, basée sur leur morphologie et sur leur contexte structural, et d'aboutir à une cartographie par type, traduisant une répartition spatiale susceptible de mettre en avant des facteurs explicatifs nouveaux.

## 4.1. Inventaire

Pour cerner la répartition spatiale et la densité de glissements de terrain sur les versants, la carte géomorphologique demeure un outil incontournable. Superposée à d'autres cartes thématiques, elle permet en outre d'appréhender le milieu dans lequel les mouvements de terrains s'inscrivent, et renseigne de fait sur les processus d'instabilité (Moeyersons *et al.*, 2008). Ces cartes sont regroupées dans le tome 2 de ce travail de thèse et sont présentées par sous bassin versant, dans le même ordre que les commentaires ci-après.

### 4.1.1. Méthodologie de la cartographie géomorphologique

Les cartes sont dressées selon la méthode champenoise (Guérémy et Marre, 1996) partiellement modifiée. Basée sur la dynamique des différents processus, cette méthode est bien adaptée à l'étude des aléas naturels, dont les glissements de terrain. Une gamme de couleur est ainsi appliquée au processus glissement de terrain pour permettre une lecture rapide. Les valeurs de couleurs diffèrent ensuite selon le degré d'activité du processus : claire pour les processus stables, plus foncée pour les phénomènes dormants et foncée pour ceux qui sont actifs (Figure 4-1).

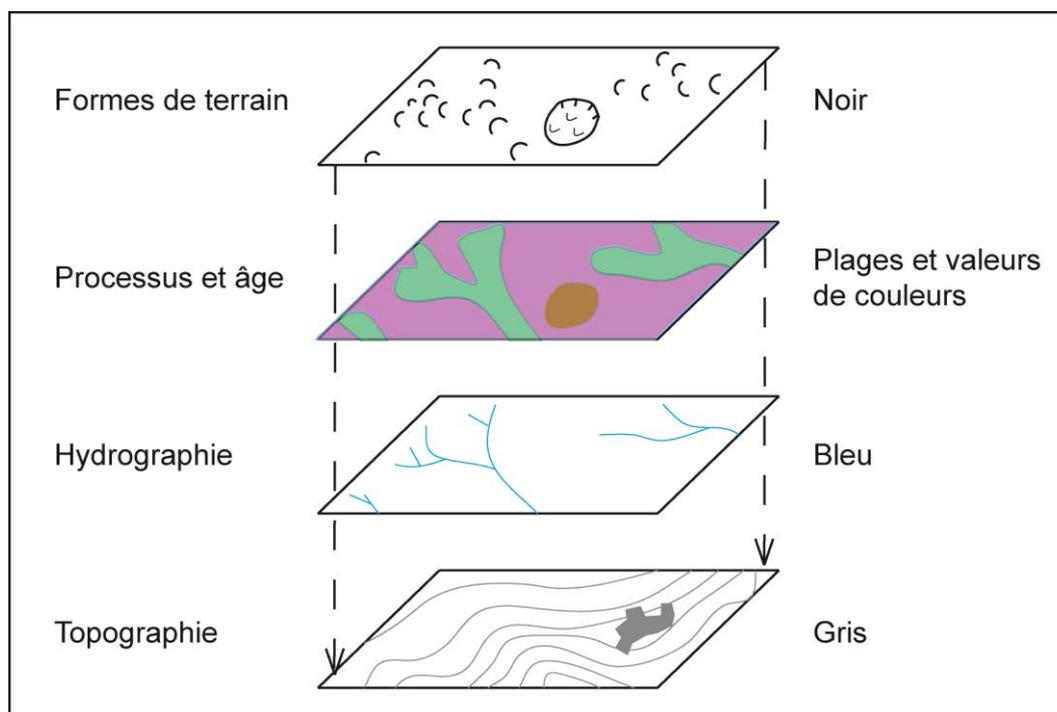


Figure 4-1 : Structure de la méthode champenoise de cartographie géomorphologique.

Les cartes, résultat de plusieurs mois de levés de terrain au 1/5 000<sup>ème</sup> et au 1/10 000<sup>ème</sup>, sont présentées au 1/20 000<sup>ème</sup>. Elles ont été comparées aux documents du même type, mais non

exhaustifs, déjà disponibles (Cozeret, 1987 ; Simon, 2000 ; Bollot, 2009). Lorsque des divergences sont apparues entre les différents levés, une vérification a été faite sur le terrain pour valider l'une ou l'autre des hypothèses. Cette méthode de travail a permis de limiter au maximum les biais liés au levé des cartes géomorphologiques (Ardizzone *et al.*, 2002) . Dans le secteur de la Montagne de Reims, où de nombreux documents existaient, le travail de terrain a surtout consisté à vérifier, valider et éventuellement corriger ou compléter les levés déjà effectués (Marre, 1987, 1995 ; Lejeune, 1999, 2000) pour enfin les assembler et unifier la cartographie du secteur en question.

#### 4.1.2. Des versants affectés par les glissements de terrain

Les versants des vallées de la Marne, de ses affluents et ceux du front de la cuesta d'Île-de-France sont marqués par une grande densité de glissements de terrain.

##### 4.1.2.1. Le secteur de la Montagne de Reims

Le secteur de la Montagne de Reims peut être divisé en deux sous parties bien distinctes : le front de côte qui le délimite et le bassin versant la Livre qui l'incise depuis le sud. Les versants nord, est et sud-est de la Montagne de Reims, présentent, du haut vers le bas, 1) une pente forte et rectiligne recoupant les formations tertiaire. Il s'agit d'un versant réglé auquel se raccorde, vers 225 mètres d'altitude et souvent en continuité, un glacis, lui-même perché au-dessus d'un ou parfois deux niveaux de glacis dont le plus récent rejoint la plaine alluviale de la Vesle. Seul le niveau de glacis le plus haut est cartographié. L'ensemble est le résultat de processus périglaciaires qui ont modelé les versants de la Montagne de Reims. Quelquefois, le versant réglé et le haut niveau de glacis sont séparés par un replat, comme à Montchenot, au lieu-dit « Les Vaux » à Villers-Allerand, à Craon-des-Ludes, à Mailly-Champagne, au niveau du Moulin de Verzenay, au lieu-dit « Le château » à Verzy ou encore à celui du « Haut Dû » à Trépail. Ce niveau de replat n'est autre que le replat structural de la craie, sur lequel peuvent encore reposer des lambeaux du Thanétien, comme au Phare de Verzenay (Figure 4-2).

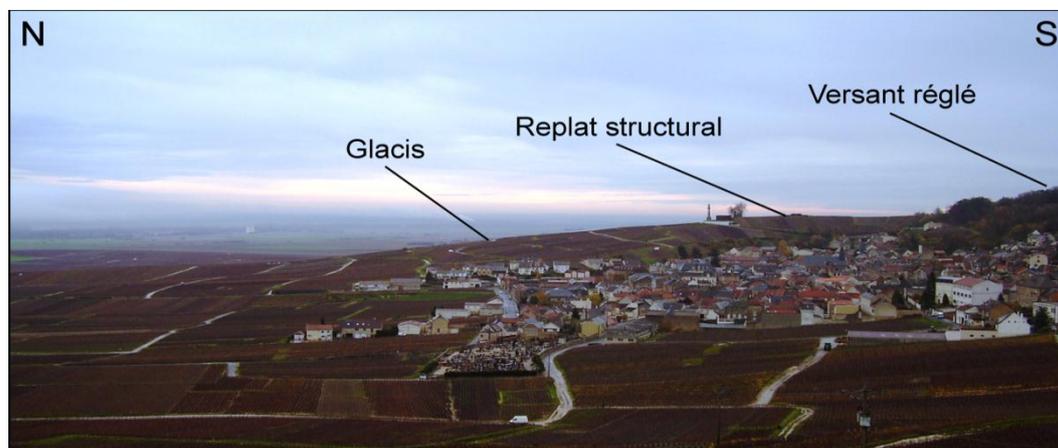


Figure 4-2: Le replat structural du Phare de Verzenay (front de cuesta).

Ces replats structuraux forment généralement des éperons séparant deux vallons. En effet, de nombreux vallons courent le long des versants de la Montagne de Reims. Ils prennent généralement naissance dans les formations tertiaires, à des altitudes proches de 250 mètres où affleurent soit les sables de l'Yprésien supérieur, soit des niveaux plus sableux dans les formations de l'Yprésien inférieur. De nombreux autres vallons apparaissent également entre 200 et 230 mètres, altitudes d'affleurement des formations sableuses et gréseuses du Thanétien. Ces vallons présentent un profil transversal en berceau, et sont de plus en plus larges, notamment au gré de confluences, vers l'aval. Peu profonds, ils ne sont majoritairement plus drainés et sont donc l'héritage de conditions d'écoulement périglaciaires. Certains peuvent toutefois partiellement fonctionner lors d'épisodes pluvieux particulièrement intenses, d'autres sont encore drainés par un cours d'eau pérenne (Wiedmann, 1976).

En grande majorité, la tête de ces vallons est occupée par des glissements de terrain, et présente donc, sur des surfaces souvent vastes, une topographie irrégulière (nombreuses bosses, contrepentes, replats...). Villers-Allerand, par exemple, occupe une zone glissée de 90 ha. Un total de 27 glissements de terrain a été recensé sur le front de la cuesta, dont certains, coalescents, sont comptés comme un seul phénomène, comme à Verzy. 24 d'entre eux (soit 90 %) naissent en amont des vallons, entre 240 et 270 mètres d'altitude, puis s'y engouffrent pour dévaler le front de cuesta parfois jusqu'à la cote 150 mètres selon l'importance de la masse glissée. Ces mouvements se présentent sous la forme de coulée pour les plus modestes mais correspondent généralement à des glissements rotationnels profonds, parfois coalescents, notamment sur le flanc nord de la Montagne de Reims où ils sont les plus imposants (Figure 4-3).

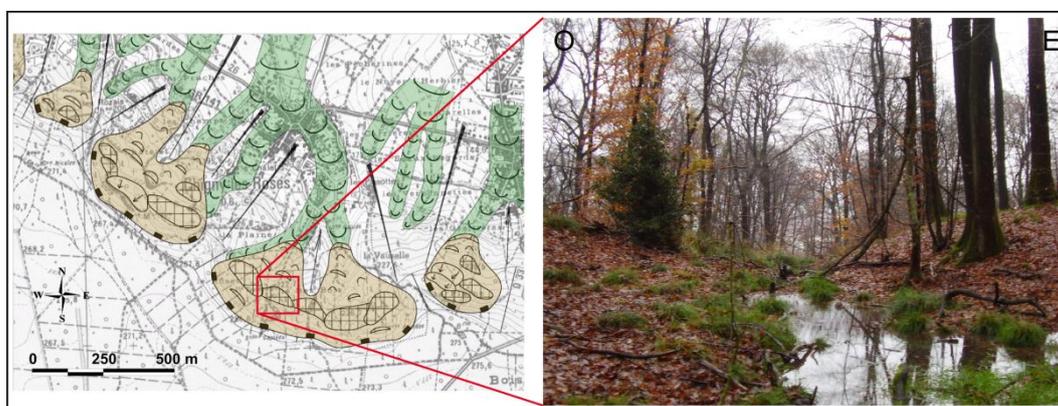


Figure 4-3 : Glissement de terrain sur le versant nord de la Montagne de Reims (Chigny-les-Roses).

Sur la commune de Villers-Marmery, de petits glissements de terrain sont dus au soutirage associé aux processus karstiques. Seuls les plus importants sont indiqués sur les cartes et leur origine explique pourquoi ces petits mouvements ne sont pas, à l'instar de la majorité, situés en tête de vallon. Leurs formes sont en général plus fraîches, car elles répondent à des processus actuels.

Dans la vallée de la Livre, les phénomènes karstiques existent également et conditionnent les petites coulées présentes à Trépail, au lieu-dit du « Trou de la Baticaude ». De trop petite taille, ces coulées ne sont pas reportées sur la carte géomorphologique. Sur le reste du bassin versant de la Livre, 57 glissements de terrain ont été comptabilisés, notamment dans le corridor fluvial de la Livre et le long de la vallée de son principal affluent, la Germaine. Ces glissements, rotationnels ou translationnels, présentent régulièrement un ou plusieurs replats – parfois des contrepenes – puis se prolongent par une coulée (Figure 4-4).



Figure 4-4: Glissement dans la vallée de la Livre, l'exemple des "Communs" sur la commune de Louvois.

Comme sur le front de côte, ces glissements se trouvent tous à la tête d'un vallon, drainé ou non, affluent d'ordre 1 de la vallée principale. La taille de ces glissements est relativement constante, de l'ordre de 10 hectares en moyenne, et certains d'entre eux ont la morphologie de glissements rotationnels assez profonds, comme au lieu-dit « Les Perthes », à Tauxières-Mutry.

La vallée de la Germaine et la partie amont de la vallée de la Livre, qui s'inscrivent dans la craie campanienne, ont des versants en pente forte dans leur partie inférieure. À l'aval, la Livre coule au contraire dans une large vallée aux versants fuyants et en pente douce, taillés dans le Tertiaire en rive droite et toujours dans la craie campanienne en rive gauche (Figure 4-5). Par ailleurs, de nombreux replats structuraux sont conservés dans la craie, comme aux « Bâties de Mutry », sur la commune de Tauxières-Mutry. À Fontaine-sur-Ay, au lieu-dit « Les Bouquins », un replat à + 20 mètres correspond certainement à un ancien niveau d'incision du cours d'eau.

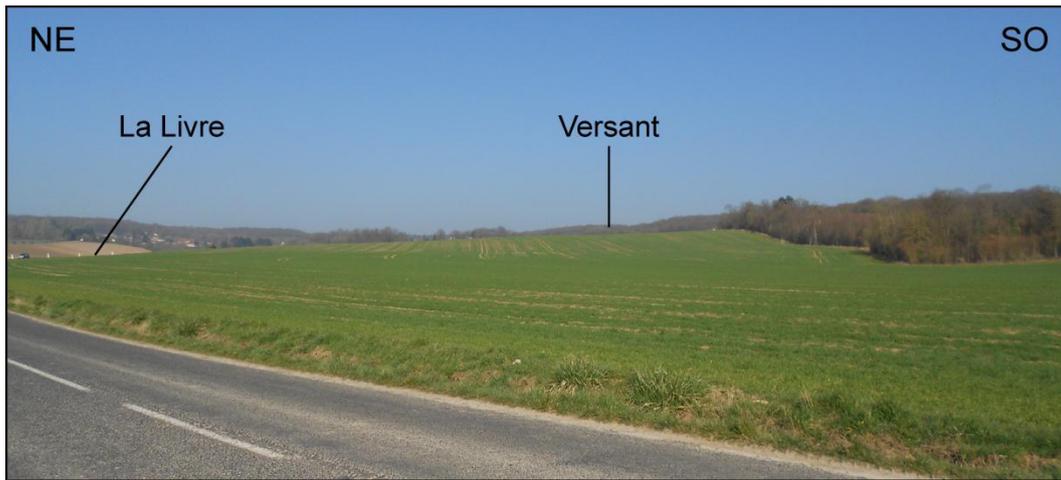


Figure 4-5 : La vallée de la Livre à Ville-en-Selve (Montagne de Reims).

#### 4.1.2.2. Le bassin versant du Cubry

Le ruisseau du Cubry, dont l'exutoire est à Epernay, est le premier affluent de rive gauche de la Marne à prendre sa source dans les formations tertiaires, à Saint-Martin-d'Ablois, formations qu'il traverse rapidement pour s'écouler ensuite sur la craie. Il recoupe en effet l'ensemble des 80 mètres du Tertiaire en seulement 1,5 km. Ainsi, il provoque des glissements de terrain profonds sur les versants aux lieux dits « Les Philipettes » et « Les Rochettes ». Cette configuration se retrouve également sur les versants de son premier affluent, le Sourdon, depuis le lieu-dit du même nom, où deux glissements rotationnels profonds et coalescents exposent en rive droite une imposante cicatrice d'arrachement et deux larges contrepentes. Sur l'interfluve, le reliquat d'un glissement plus ancien, dans la partie supérieure du versant, est trahit par un replat puis un front de coulée d'environ cinq mètres de hauteur. Dans l'ensemble du bassin versant du Cubry le toit de la craie définit un replat à mi-versant. En contre bas de ce replat, les versants crayeux ont une pente forte (entre 10 et 20 %), tandis que les hauts de versants, taillés dans les niveaux tertiaires sont généralement caractérisés par une pente douce, parfois surmontée d'un versant réglé d'une valeur de pente d'environ 15 %. Le long du Cubry (avant sa confluence avec le Darcy), le versant de rive gauche, lorsqu'il n'est pas affecté par des glissements de terrain, présente la succession suivante : 1) versant réglé dans la partie sommitale, 2) glacis dans la partie médiane et 3) versant de raccordement à pente plus forte dans la partie inférieure. Sur la rive sud, les versants sont plus longs et la craie engendre un replat structural où se positionne, par exemple, le village de Courcourt ou l'église de Chavot. En contre bas de ce replat, un versant à pente forte se raccorde au fond de vallée par une pente concave. Cette dissymétrie entre les versants, conséquence de la position du chenal, décalé vers la rive gauche, se traduit par un plus grand nombre de mouvements de terrain sur le versant nord, où les glissements, généralement positionnés en tête de vallon, sont plus profonds et ont une emprise plus grande : leur surface est en moyenne deux fois plus importante. De nombreuses réactivations affectent ces

mouvements, notamment au niveau de leurs coulées, comme à Moussy, au lieu-dit « Les Crayons » (Figure 4-6).



Figure 4-6 : Bourrelet frontal de la réactivation du glissement de Moussy aux "Crayons" (vallée du Cubry).

À partir du lieu-dit « Les Brousses », cinq glissements s’engouffrent dans les vallons de rang 1 affluent du Cubry. Dans ce secteur, comme dans la Montagne de Reims, la craie occupe presque toute la moitié inférieure du versant.

À Pierry, le Cubry conflue avec le Darcy dont la source se situe au cœur de la Montagne d’Avize. La vallée du Darcy présente des versants similaires à ceux de la vallée du Cubry jusqu’à Grauves, où le sommet du versant est marquée par une corniche d’environ 20 mètres taillée dans les calcaires du Bartonien. Au lieu-dit « Les Marottes », cette corniche forme un arc de cercle. Il s’agit de l’escarpement de tête du grand glissement rotationnel étudié par P. Guérémy et V. Vejux (1987). Le glissement se propage en coulée jusqu’au fond de vallée dans deux vallons délimités par des pointements crayeux. Ce glissement subit des réactivations partielles, notamment sur la coulée nord (Figure 4-7), où les déplacements déstructurent la plantation des vignes qui prennent l’aspect de vignes folles.

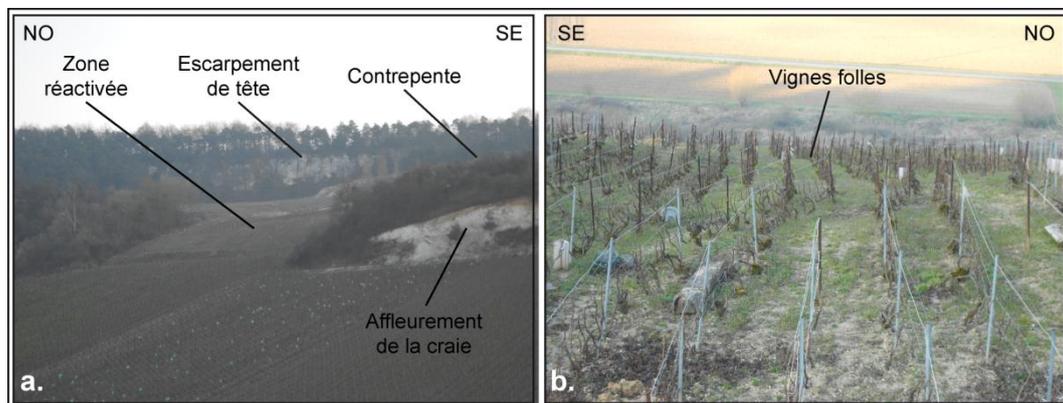


Figure 4-7 : Glissement des Marottes (a) et réactivation superficielle de la coulée (b).

Plus en amont, la vallée du Darcy présente des glissements de terrain de tête de vallon sur le versant ouest et des glissements plus superficiels et récents sur le versant est, dont l'origine pourrait être anthropique (Bollot et Thuon, 2009). L'ensemble de ce secteur a déjà fait l'objet de recherches (Guérémy et Vejux, 1987 ; Pannet *et al.*, 2008) qui mentionnent des glissements très anciens sur l'ensemble des versants. En l'absence d'indices suffisants, le choix a été fait de ne pas mentionner sur la carte ces glissements potentiels. À Monthelon, le Darcy reçoit les eaux du Mancy, dont la vallée présente, depuis sa source à Moslins, neuf glissements peu profonds. Le plus imposant, à l'aplomb du village de Monthelon, affecte l'ensemble du versant cultivé en vignes. À Moslins, sur le versant ouest, ces glissements peu profonds s'inscrivent dans des glissements plus importants et plus anciens, fortement régularisés. Ailleurs, comme dans le reste du bassin versant, les versants sont souvent marqués par la succession versant réglé – glacis (ou replat structural dégradé) – versant de raccordement et dominant une vallée à fond plat (Figure 4-8).

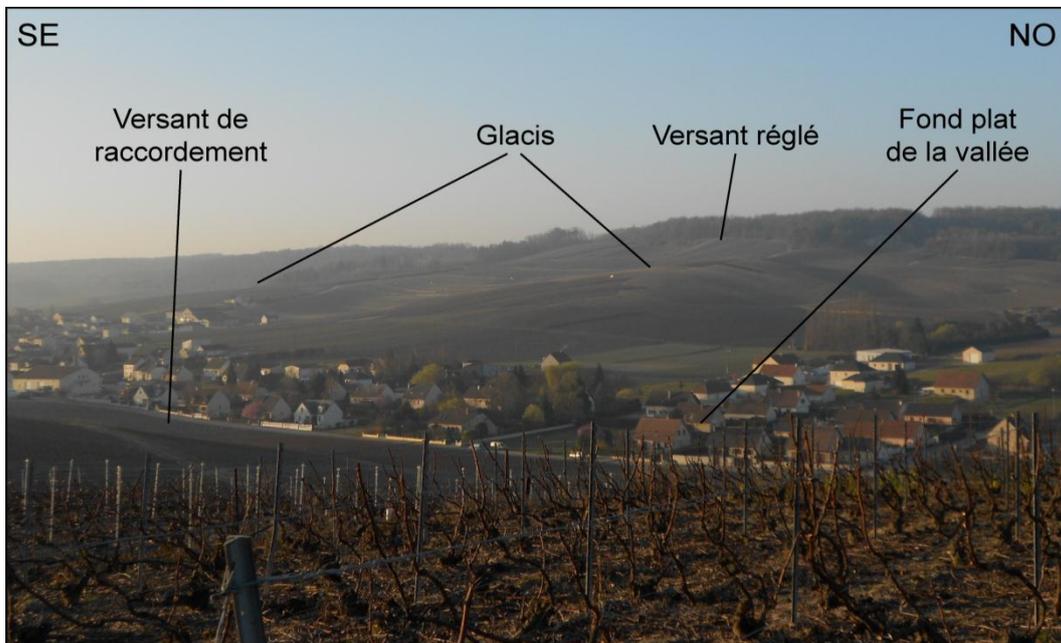


Figure 4-8 : Versant type du bassin versant du Cubry, exemple de la vallée du Darcy à Grauves.

En aval de la confluence du Cubry et du Darcy, le versant oriental, dépourvu de formations tertiaires, culmine à seulement 145 mètres d'altitude, formant un interfluve crayeux entre le Cubry et un dernier vallon orthoclinal dont l'écoulement intermittent prend sa source à Cramant. En aval de la confluence de ce vallon avec le Cubry, le bassin versant est délimité à l'est par le Mont Bernon, où la craie et son modelé spécifique apparaissent jusque 175 mètres d'altitude, tandis que le haut du versant, aux pentes plus douces, est occupé par les formations tertiaires jusqu'au sommet situé à 208 mètres. Le Mont Bernon est une butte témoin de la cuesta d'Ile-de-France que le Cubry longe jusque la Marne.

#### 4.1.2.3. La vallée de la Marne

La vallée de la Marne, d'orientation est-ouest, incise les formations du Tertiaire à partir d'une large percée cataclinale, à Epernay, où la plaine alluviale dépasse 2 km de largeur. À cet endroit, la forme des versants est fortement influencée par la craie, qui affleure sur une épaisseur de 100 mètres environ à partir du fond de la vallée et qui engendre toujours un versant rectiligne en pente forte. La partie supérieure des versants est généralement représentée par 1) un versant régularisé au niveau des formations marneuses, argileuses et argilo-calcaires du Lutétien et des étages postérieurs, 2) un niveau de glacis à la hauteur des formations sableuses et argileuses du Thanétien et de l'Yprésien. En rive droite de la percée, en aval de la confluence avec la Livre, la Marne reçoit les eaux du Cubray à Ay. Ce petit ruisseau orthoclinal forme une vallée dont la profondeur atteint 150 mètres. Cet encaissement important du Cubray explique la présence de glissements de terrain, notamment sur les versants de rive gauche. Les escarpements de tête de ces glissements se situent, sauf au lieu-dit « Brise Pot », en partie sommitale du versant. Les instabilités se propagent ensuite jusqu'au fond de vallée *via* des vallons étroits. La particularité des glissements du Cubray est la forme « en éventail » du front de la coulée (Figure 4-9).

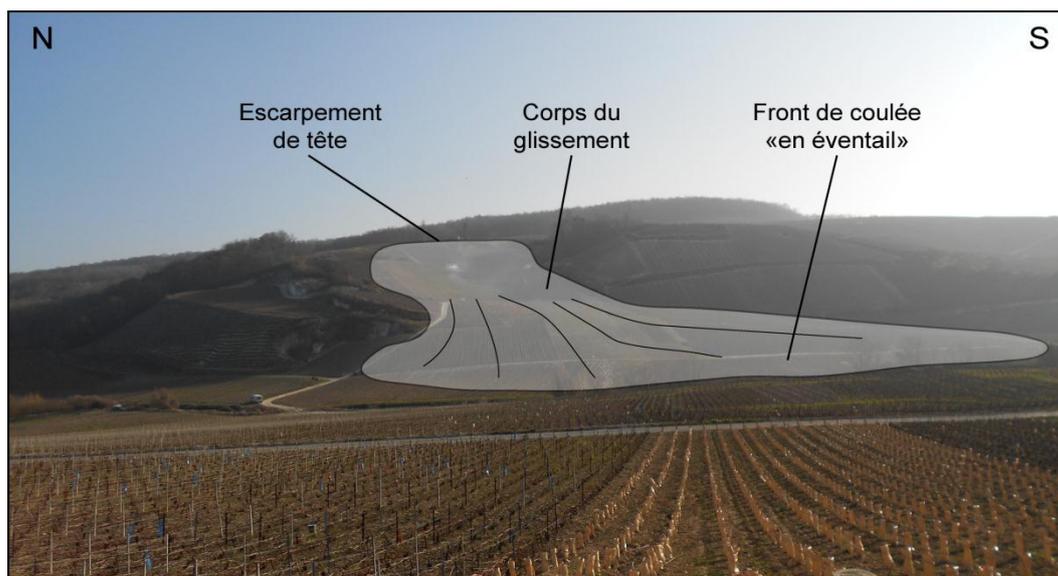


Figure 4-9 : Morphologie des glissements de la vallée du Cubray.

En effet, à la faveur d'une pente plus douce et d'un vaste espace d'épandage, la coulée s'élargit et peut modifier le cours du drain principal, comme F. Simon (2000) l'avait déjà noté. Dans la partie haute de ces glissements, des réactivations partielles peuvent se produire, comme sur le versant ouest, au « Bois de Charlefontaine », où deux glissements plus profonds – selon l'amplitude du modelé – subissent des désordres superficiels. En amont de la vallée, des traces de glissements plus anciens, dont les formes sont régularisées, sont visibles. Le versant ouest se termine par deux replats structuraux dans la craie. Proche de la confluence avec la Marne, un replat à environ + 20 mètres correspond certainement à un ancien niveau d'incision semblable à celui de Fontaine-sur-Ay.

Toujours sur le versant nord de la vallée de la Marne, mais plus en aval, à Dizy, le ruisseau de Champillon se jette dans la Marne *via* une vallée à fond plat, depuis le lieu-dit « Les Chaillois », sur la commune de Hautvillers. Les sources du ruisseau de Champillon sont situées dans la forêt domaniale de Hautvillers, où s'engouffre dans les vallons les débris d'un glissement rotationnel dont la surface est supérieure à 80 hectares. Ce dernier est aujourd'hui incisé par les cours d'eau et présente des réactivations superficielles. De même, le village d'Hautvillers est situé dans une zone de glissements rotationnels, plus modestes, dont les coulées se propagent vers le fond de vallée en empruntant les vallons. Ces glissements s'inscrivent dans un modelé de glissements plus anciens et régularisés qui couvrent entièrement la partie supérieure du versant et atteignent en aval le niveau de replat structural de la craie à la hauteur de la vallée du Brunet. Le versant oriental est aussi affecté par des glissements de terrain sur lesquels le village de Champillon est implanté. Au sud du village, les glissements sont rotationnels et se propagent, comme sur le versant ouest, *via* les vallons incisés dans la craie en contrebas : le glissement dit des « Rosières » en est un exemple. Dans la partie supérieure de ces glissements rotationnels, des réactivations partielles et superficielles se produisent. (Figure 4-10).

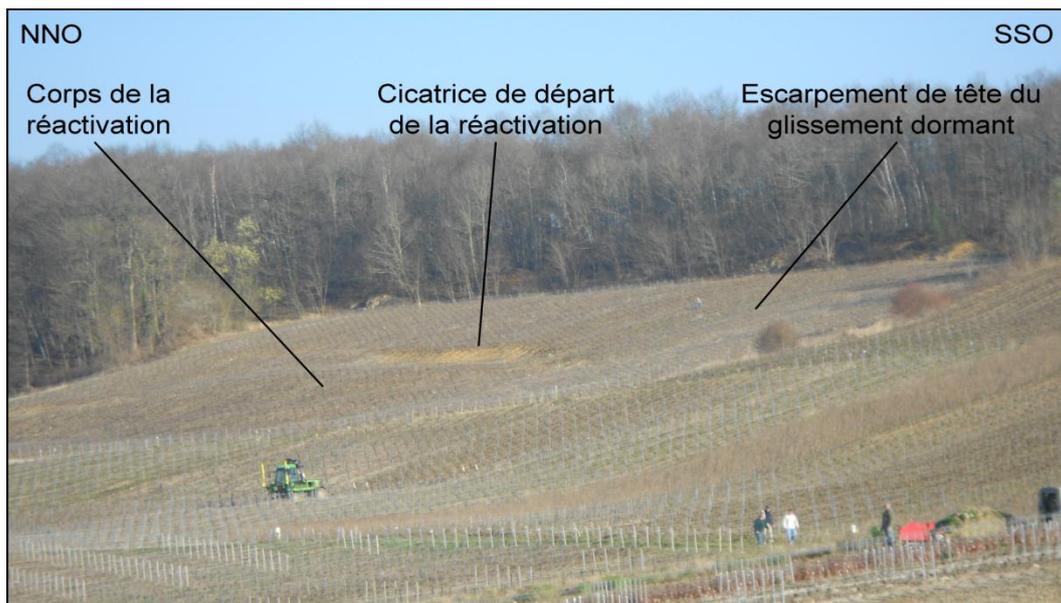


Figure 4-10 : Réactivation superficielle de la partie supérieure d'un glissement dormant, exemple à Dizy.

Quant au replat du lieu-dit « Les Terres Rouges », qui peut être subdivisé en deux parties, il s'agit d'un niveau de terrasse dont les dépôts alluviaux ont été visibles lors de la construction de la RD 951 (anciennement RN 51) (Cozeret, 1987).

Entre Dizy et Cumières, la Marne méandre vers le nord-ouest et vient saper le versant de rive droite, ce qui est probablement à l'origine du glissement de terrain sur les hauteurs de Cumières. Ce glissement, à composante rotationnelle, présente un escarpement de tête large de plus de 1 km et se propage jusqu'au village, en contrebas du versant, sous la forme d'une

coulée qui s'engouffre dans un vallon incisé dans la craie. En face, sur le versant de rive gauche, un glissement similaire sur la commune de Mardeuil présente aussi un large escarpement de tête – de presque 2 km – et une coulée étroite en aval, se propageant *via* un vallon. La partie médiane du versant est constituée de replats, voire de contrepenches, qui se succèdent et marquent, suivant les cas, soit des glissements complexes, soit des remobilisations postérieures. Ce profil de versant se retrouve de part et d'autre de la Marne jusqu'à sa confluence avec le ruisseau du Brunet. Peu avant cette confluence, le glissement des « Culots » s'engouffre dans un vallon et forme une longue langue gagnant le bas du versant où elle constitue un véritable interfluve au sein même du vallon désormais divisé en deux. Sur le versant opposé, outre deux petites loupes de solifluxion à mi-versant, les glissements engendrent, à Vauciennes, de larges replats-contrepenches dominés, sur le haut du versant, par une large cicatrice de départ dont le commandement atteint 50 mètres (Figure 4-11).

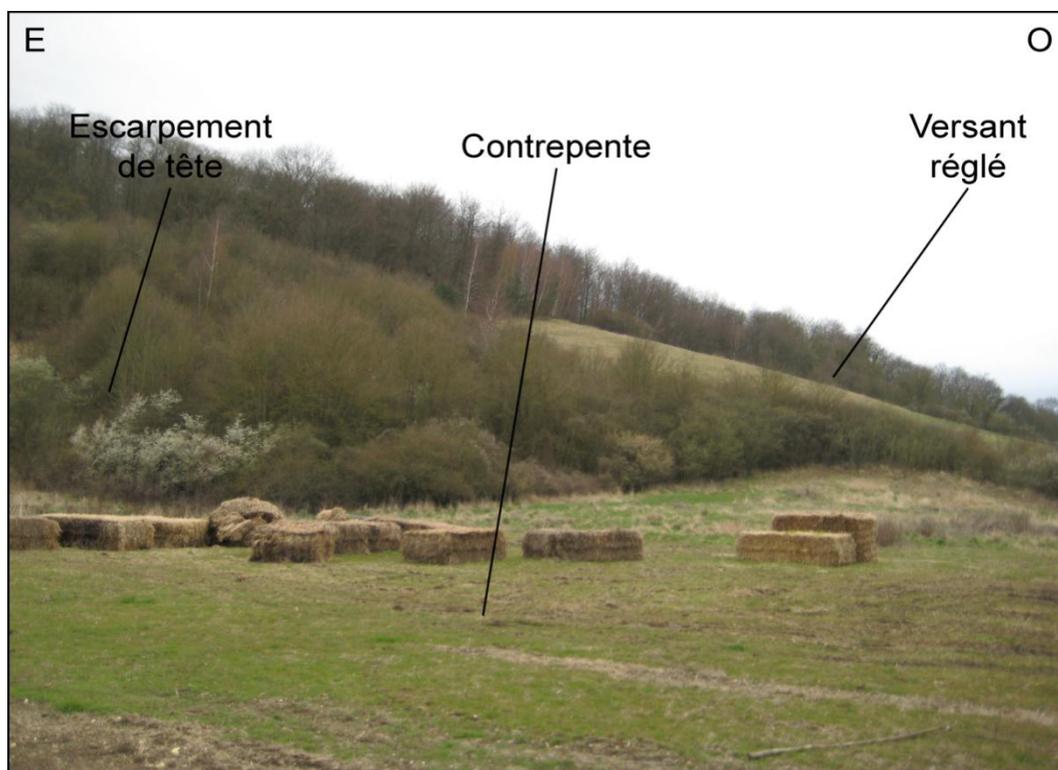


Figure 4-11 : Terminaison occidentale de l'escarpement de tête en arc de cercle, et contrepenche à Vauciennes (vallée de la Marne).

Ces glissements se répandent en coulées dans plusieurs vallons et des réactivations récentes s'y sont produites, comme au lieu-dit « Les Saints Rys ». À Boursault en 2000, une réactivation plus importante s'est déclenchée dans la partie supérieure du glissement et a causé de nombreux dégâts toujours perceptibles aujourd'hui malgré des travaux de drainage. Sur la coulée, les routes de vignes sont déformées, ce qui prouve que le glissement est encore actif.

Entre Cumières et les confluences du Belval et du Flagot, la vallée de la Marne présente un tracé rectiligne anormal. L'hypothèse « *d'une ligne tectonique actuellement dégagée par l'érosion* » a été avancée pour expliquer ce tracé (Hatrival, 1977). Après la confluence avec le Brunet, la craie n'apparaît plus qu'en bas des versants, jusque + 30 mètres par rapport au niveau actuel de la Marne. Les glissements de terrain y sont larges et les coulées ne se propagent plus dans des vallons mais sur l'ensemble du versant. Les replats et contrepentes, très marqués, succèdent en haut de versant à d'importants escarpements de tête circulaires, en amphithéâtre (Figure 4-12).

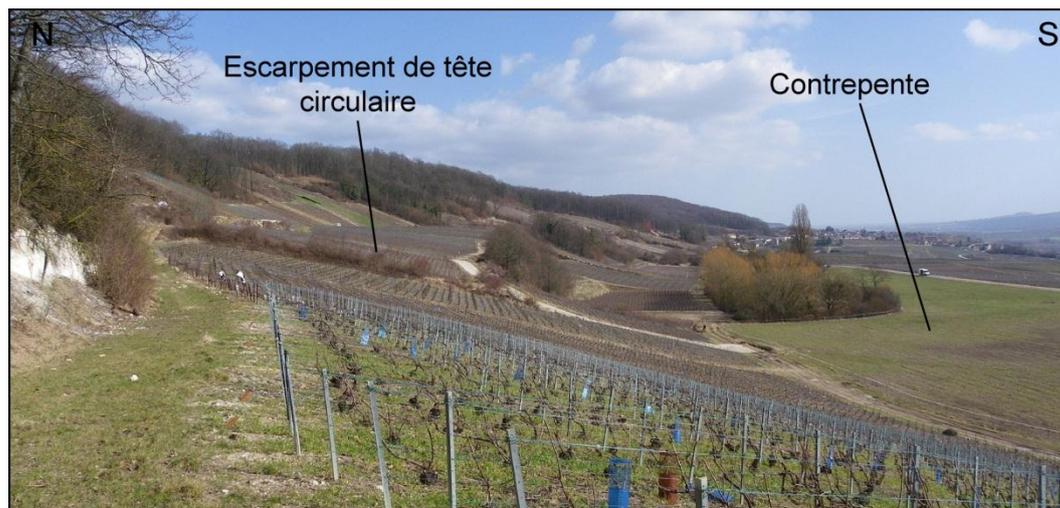


Figure 4-12 : Escarpement de tête circulaire et contrepente aux Jacotines (Reuil, vallée de la Marne).

Le glissement s'étend jusqu'au fond de vallée. Ces grands glissements recoupent des glissements plus anciens partiellement régularisés et encore bien visibles sur le versant de rive gauche où leur extension semble plus importante. De nombreuses réactivations actuelles ou récentes ont lieu sur tous ces glissements, particulièrement au niveau des cicatrices de départ (Boursault, Oeuilly...) et des fronts de coulée (Mareuil-le-Port...).

En aval des confluences du Belval et du Flagot, les glissements de terrain ne couvrent plus l'ensemble des versants. De taille plus modeste, ils se cantonnent à leurs parties médianes et basses, comme au-dessus du village de Mareuil-le-Port ou à « La Fontinette », sous la statue du pape Urbain II de Châtillon-sur-Marne, où les glissements sont de taille très modeste et ne se propagent pas jusqu'au fond de la vallée. À Vandières, les glissements de terrain, toujours de taille modeste, sont compris dans des glissements continus et régularisés plus anciens. À l'aplomb du village, les différentes phases d'instabilités sont visibles, notamment au niveau du glissement actuel présenté en chapitre 2, dont l'évolution depuis 2008 est notable et gêne considérablement l'exploitation des vignes (Figure 4-13).

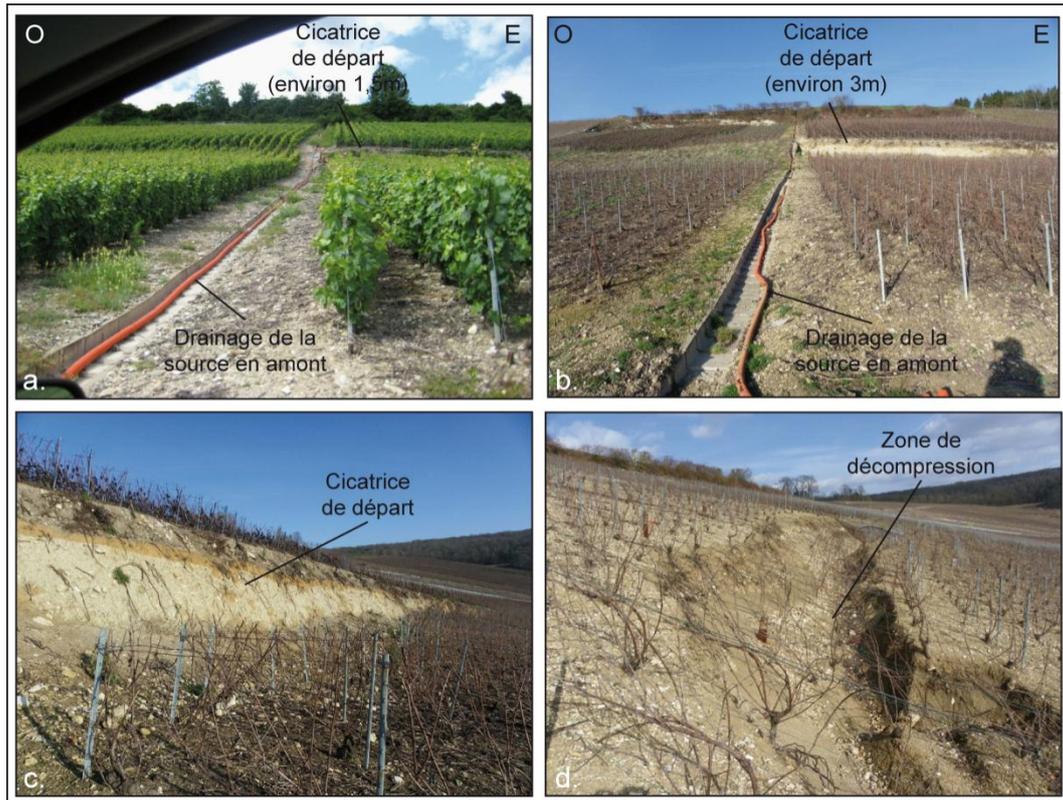


Figure 4-13 : Glissement de Vandières (vallée de la Marne) en mai 2009 (a) et en janvier 2013 (b, c et d).

À cet endroit, le modelé des phases anciennes est plus difficile à percevoir et a certainement été estompé par les cours d'eau affluents de la Marne. Plus à l'ouest, le sapement du versant par un méandre de la Marne engendre des glissements rotationnels successifs sur l'ensemble du versant. Le glissement du versant des « Garennes » est en effet constitué d'une coalescence de replats et de contrepentes qui se recouvrent partiellement de haut en bas du versant. Ce schéma se retrouve à l'identique plus à l'ouest, à Vincelles, où la Marne forme également un méandre du même type qu'à Vandières. Les glissements s'échelonnent le long du versant (Figure 4-14) et se superposent à d'autres plus anciens et régularisés, du même type, et dont les indices sont encore visibles à « La Champagne ».

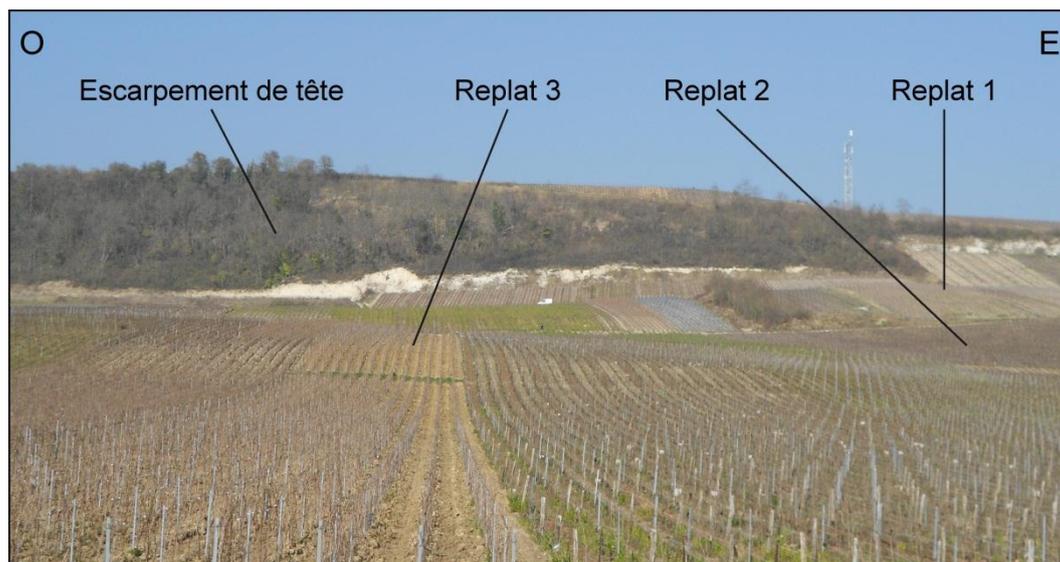


Figure 4-14 : Glissements successifs de l'Ermitage à Vincelles (vallée de la Marne).

Entre ces deux zones de glissements de Vandières et Vincelles, la Marne reçoit, en rive droite, les eaux de la Semoigne. Le versant situé entre la confluence et les glissements des « Garennes » est long, fuyant et présente les mêmes caractéristiques que la majorité des versants du vignoble champenois avec un niveau supérieur réglé qui se prolonge par un long glacis colluvial rejoignant le fond de la vallée par un petit versant de raccordement. Sur le versant de rive gauche, les glissements sont peu nombreux et de taille relativement modeste. À Troissy, les instabilités se trouvent en haut de versant et correspondent à de la solifluxion affectant les parties les plus pentues. Malgré sa composante rotationnelle, le glissement de Bouquigny présente une emprise surfacique faible, inférieure à 20 hectares. Plus à l'ouest, les bas de versant sont affectés par des glissements de terrain récents à actuels, aux formes plus fraîches et dont la taille ne dépasse pas 4 hectares. D'autres glissements de terrain superficiels et récents à actuels se sont produits dans la partie inférieure des versants des vallées du Ru du Vassy et de la Beaucharderie, sur la commune de Dormans : leur terminaison sur la plaine alluviale de la Marne dessine un cône d'épandage de quelques mètres de hauteur. À la « Goutte d'Or » la partie sommitale du versant est marquée par un éperon dû à la présence des Marnes et caillasses du Lutétien. Plus bas, un niveau de replat se cale au contact des argiles du Sparnacien (Yprésien inférieur) et des sables du Cuisien (Yprésien supérieur). Enfin, le village de Dormans est situé dans la plaine alluviale de la Marne.

#### 4.1.2.4. Le bassin versant du Brunet

Le Brunet, en rive droite, est le premier affluent majeur de la Marne en aval de l'entonnoir de percée cataclinale. Il la rejoint par une vallée à fond plat de direction globalement nord-sud.

Dans l'ensemble de la vallée du Brunet, la craie affleure jusqu'à la cote 150 mètres environ. Elle engendre des bas de versant en pente forte se raccordant à un fond de vallée plat

(Figure 4-15). Dans la partie amont du bassin, la partie supérieure des versants de rive droite présente un profil réglé visible au nord de Fleury-la-Rivière et à Cormoyeux. Il se prolonge par un niveau de glaciais qui se raccorde à un replat situé à une altitude d'environ 175 mètres correspondant au toit des argiles de l'Yprésien inférieur. Il ne reste aujourd'hui que deux lambeaux observables de ces glaciais, aux « Fourtières » et vers le village de Cormoyeux. Le premier rejoint un replat au lieu-dit « Les Chêneaux », raccordable à celui des « Brugnodes » à l'est. Le second est aujourd'hui tronqué par l'incision du ruisseau des Gros Sourdons.

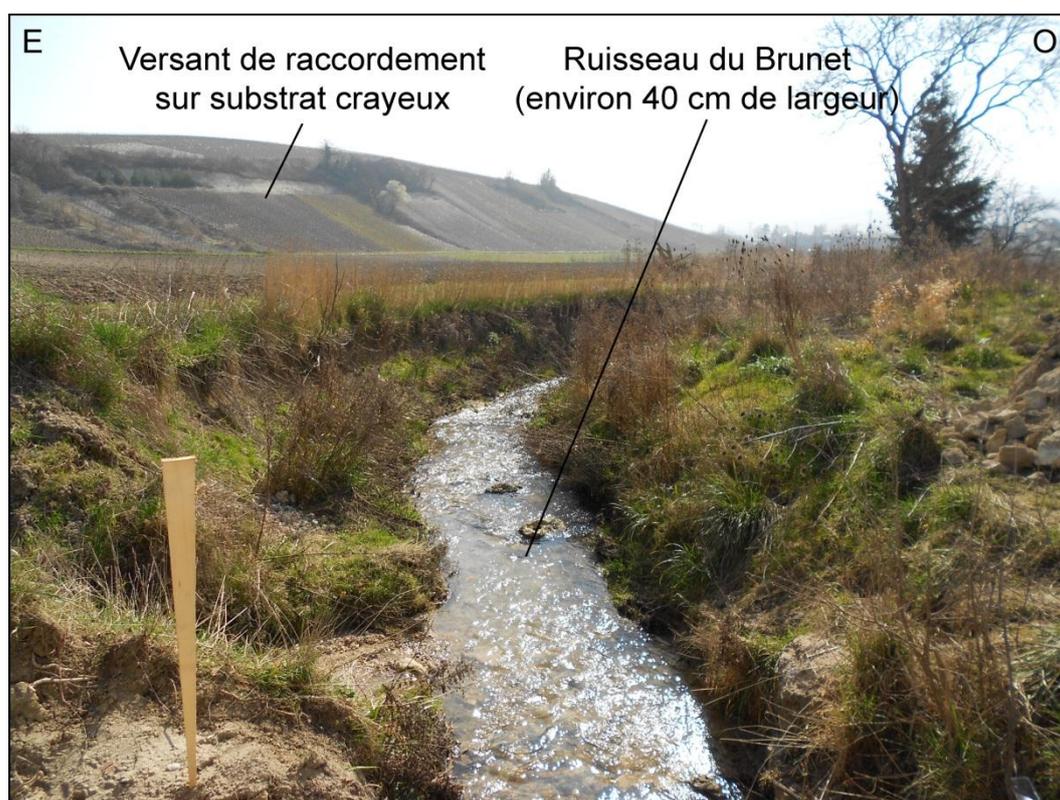


Figure 4-15 : Fond de la vallée du Brunet à l'aval du bassin versant.

Dans la section aval du bassin du Brunet et jusqu'à la confluence avec la Marne, la partie supérieure des versants est affectée par des instabilités gravitaires dont le modelé caractéristique se propage jusqu'au niveau du replat, situé à environ 175 mètres d'altitude, sous la forme de fronts de coulée. Bien que certains replats soient encore visibles en aval du bassin versant, aux « Bois des Loges » ou aux « Chêneaux Rouges », les modelés de glissements sont estompés : les escarpements de tête sont régularisés et affectés localement par de la solifluxion, et les coulées sont recouvertes par des dépôts colluviaux.

Dans la continuité spatiale des très vieux glissements de terrain, un modelé de glissement plus récent et peu régularisé s'identifie de part et d'autre de la vallée. En amont du bassin, sur les versants de Cormoyeux et du nord de Romery, ces glissements occupent l'ensemble de la partie médiane du versant. L'escarpement de tête est continu entre les différents vallons provenant du plateau. Les replats ont une forme longiligne et n'occupent le versant qu'avec

parcimonie. Les plus importants se situent aux « Caillaudries » où un glissement se prolonge par une coulée dont le bourrelet frontal est plus marqué et s'est propagé plus bas sur le versant. Ce type de glissement est également présent au nord de la commune de Fleury-la-Rivière sur le versant ouest, aux lieux dits « Les Beauregards » ou « Les Chenillonnes », où le modelé de glissement est encore plus marqué et les coulées plus longues (Figure 4-16). Des réactivations actuelles ou récentes affectent ces glissements, notamment au niveau de l'escarpement de tête des « Vieilleries ». Sur les bas versants des « Brugnods », deux petits glissements peu profonds se sont déclenchés récemment.



Figure 4-16 : Escarpement de tête sur le versant de rive droite du Brunet à Fleury-la-Rivière.

La même relation spatiale entre glissement anciens et récents s'observe dans la partie aval du bassin versant de Brunet, mais la morphologie diffère un peu. L'escarpement de tête du glissement de Romery, vers 240 mètres d'altitude, est circulaire. Le glissement s'étend ensuite jusqu'au village, installé sur un replat au sein de la coulée. À ce niveau, le glissement s'évase jusqu'au fond de la vallée après un segment plus étroit. Si l'ampleur du glissement de Romery est beaucoup plus grande – entre deux et trois fois plus d'emprise surfacique –, sa morphologie rappelle, au même titre que le glissement du Moulin de Brunet plus en aval, celle des glissements de la vallée du Cubray. Les autres glissements de terrain de la partie aval du bassin versant de Brunet, et notamment ceux du versant oriental, naissent également vers 240 mètres d'altitude. Ils présentent un escarpement de tête circulaire atteignant 50 mètres de commandement. Celui du « Bois de Raday » se prolonge par une contre-pente aux rebords abrupts qui prouve le caractère rotationnel du déplacement. Les coulées s'engouffrent ensuite dans des vallons et s'amincissent, sans toutefois atteindre la plaine alluviale. Ces glissements sont donc profonds, rotationnels et systématiquement placés en tête de vallon.

Proche de l'exutoire, la rive droite du Brunet, où est implanté le village de Damery, se présente comme une zone plane perchée de 10 à 15 mètres au-dessus du talweg. Cette forme est associée à un lambeau de cône de déjection du Brunet sur la plaine alluviale de la Marne

(Simon, 1999). Le cours d'eau actuel, très peu puissant (Figure 4-15), est ainsi détourné vers l'est *via* un fond de vallée moins large.

#### 4.1.2.5. Le bassin versant du Belval

Le ruisseau du Belval, comme le ruisseau de la Maquerelle, son principal affluent, est un cours d'eau orthoclinal, sauf dans sa partie amont (cataclinale). Le Belval est le second affluent de rive droite de la Marne après le Brunet. La partie amont de son bassin versant présente un réseau hydrographique dense qui draine l'ouest du lambeau de plateau formant l'étroit interfluve avec les bassins versants de l'Ardre et du Brunet. À Belval-sous-Châtillon, les versants sont courts et organisés autour d'une rupture de pente vers 180 mètres d'altitude correspondant à l'affleurement du mur des Marnes et caillasses du Lutétien supérieur. Ces dernières sont affectées par des glissements de terrain peu profonds et de surface réduite (12 hectares maximum). Les trois glissements situés entre le village de Belval-sous-Châtillon et le hameau de La Poterne sont des glissements récents et encore actifs (Rouxel-David, 2002).

Le versant nord du ruisseau des Marais, premier affluent du Belval, est également affecté par un glissement de terrain peu profond mais un peu plus vaste, sur un versant plus raide (Figure 4-17). Ce type de glissement superficiel qui couvre la quasi-totalité du versant se retrouve sur le versant nord jusqu'au village de Cuchery. À ce niveau, le versant sud est seulement affecté par de petits glissements résultant de la solifluxion des formations de versant et des Marnes et caillasses.



Figure 4-17 : Glissements superficiels sur les versants à Belval-sous-Châtillon.

À Cuchery, où le ruisseau de Belval reçoit les eaux du ruisseau des Aulnes, des glissements superficiels régularisent partiellement un glissement rotationnel au lieu-dit « Les Chafaux ». Sur le versant nord de la vallée du Belval, le ruisseau du « Bois de la Cohette » déstabilise le versant au lieu-dit « La Cohette » et provoque un glissement qui s'engouffre dans le vallon.

Plus en aval, jusqu'à la confluence avec le ruisseau de la Maquerelle, les versants se caractérisent en rive droite par un versant réglé dans la partie supérieure puis un niveau de glaciais qui se prolonge par un versant de raccordement d'environ 15 mètres de hauteur. En rive gauche, la partie supérieure du versant est entièrement affectée par des glissements de terrain

peu profonds. En bas de versant, deux petits mouvements de terrain, correspondant à des loupes de solifluxion, se développent au « Marais du Diable » au sud (Figure 4-18) et entre les lieux dits « La Pièce de l’Eglise » et « Le Gros Cul » au nord.

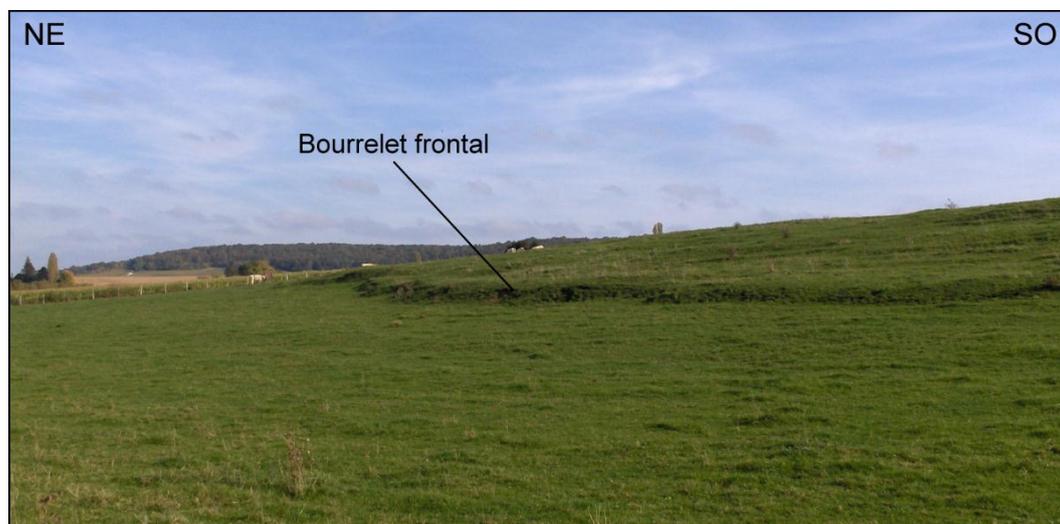


Figure 4-18 : Modelé de solifluxion au "Marais du Diable" à Baslieux-sous-Châtillon.

À cet endroit, le Belval a une vallée à fond plat et reçoit l’apport de son principal affluent, le ruisseau de la Maquerelle. La partie amont de la vallée de la Maquerelle présente des versants fuyants et de faible pente, comme les versants du ruisseau de Jonquery, son principal affluent. Localement, des indices de solifluxion subsistent, malgré l’activité agricole qui lisse le modelé, mais le processus reste de faible ampleur. Au lieu-dit « Le Bois de Longaux », le versant déstabilisé par le vallon en contrebas présente un glissement en gradins de quelques mètres. La partie aval de la vallée du ruisseau de la Maquerelle est marquée par des pentes plus fortes dans la partie supérieure des versants au niveau du village de Cuisles. Le versant ouest du Belval est affecté par d’importants glissements de terrain, dont les escarpements de tête enregistrent des commandements de 50 mètres. En contrebas, les masses glissées sont coalescentes et incisées par des vallons (Figure 4-19).

Des formes plus modestes apparaissent à la surface des masses glissées qui se prolongent dans la vallée du Belval jusqu’au village de Châtillon-sur-Marne, à la confluence avec la Marne. Sur le versant oriental, les glissements superficiels du « Bois de Binson » se déclenchent depuis les fronts des glissements profonds et atteignent le hameau de Montigny. Des réactivations plus récentes affectent aussi la partie basse des glissements au lieu-dit « La Haie Benoît ».

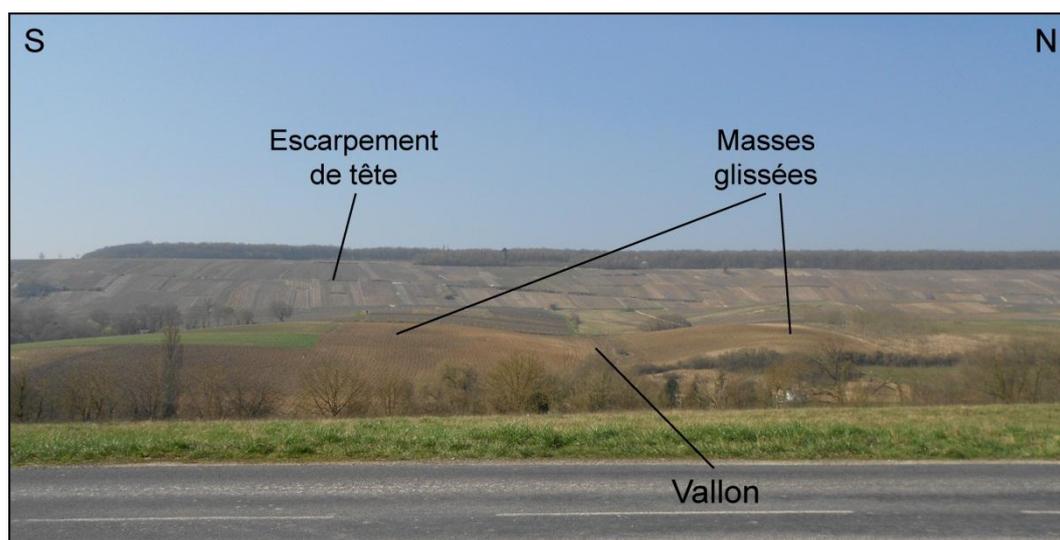


Figure 4-19 : Glissements profonds des "Chauffours" (commune de Châtillon-sur-Marne), en aval de la vallée du Belval.

#### 4.1.2.6. Le bassin versant du Flagot

Le Flagot est un affluent de rive gauche de la Marne entièrement inscrit dans les formations tertiaires. Dans sa partie amont, sur le territoire de la commune d'Igny-Comblizy, les versants sont longs et fuyants et les commandements, d'une cinquantaine de mètres maximum, restent modestes. En rive gauche, deux niveaux de replats structuraux jalonnent le versant. Le niveau supérieur se cale sur un niveau calcaire du Marinésien supérieur et du Ludien inférieur, et le niveau inférieur correspond à l'affleurement des Marnes et caillasses lutétiennes. La surface du plateau est, dans l'ensemble du bassin versant du Flagot, très humide, avec beaucoup d'étangs, de points d'eau et de marécages, ce qui explique le réseau hydrographique qui se développe depuis la forêt de Boursault.

Dans la vallée principale, les premiers glissements de terrain apparaissent au niveau du village de Comblizy. De tailles modestes, ces glissements laissent rapidement place, à Nesle-le-Repons, à des systèmes de glissements coalescents beaucoup plus profonds dominés par des escarpements de tête pouvant atteindre les 50 mètres sur des versants dont le commandement atteint seulement le double. En contrebas, d'importants reliquats de masses glissées sont incisés par le cours actuel du Flagot. En rive gauche, les glissements s'échelonnent sur le versant qui présente deux niveaux de replats, à l'instar du secteur de Vincelles et Vandières (voir *supra*). Cette configuration se retrouve également sur les versants du ruisseau de Vassy, qui conflue avec le Flagot entre Festigny et Leuvrigny. Localement, et notamment au niveau de la « Côte de la Chapelle », des glissements de terrain plus anciens, partiellement régularisés, sont reconnaissables en haut de versant.

En aval de Nesle-le-Repons, après le lieu-dit « L'Argensol », une dualité entre versant de rive droite et versant de rive gauche apparaît. Le versant de rive droite, jusqu'à la confluence avec le ruisseau de Vassy, est affecté par des glissements de terrain coalescents couvrant

l'ensemble du versant, tel que présenté précédemment. Le versant de rive gauche est quant à lui constitué d'un versant réglé dans sa partie supérieure, puis d'un glacis et d'un versant de raccordement rejoignant l'étroit fond de vallée. Ce niveau de glacis est surmonté à la hauteur de Festigny par un replat structural dû à l'affleurement du Tuffeau de Damery (Figure 4-20).

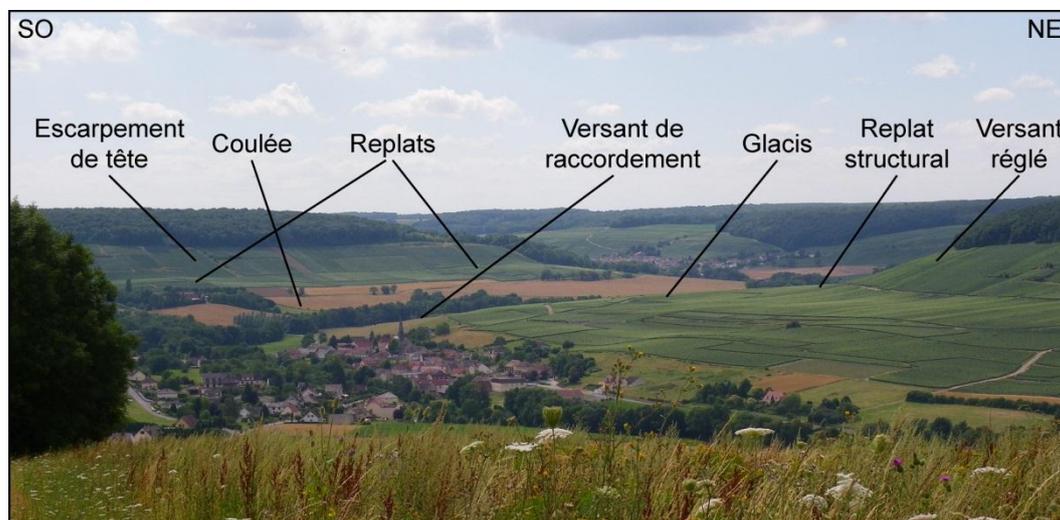


Figure 4-20 : Profil des versants dans la vallée du Flagot entre Festigny (premier plan) et Nesle-le-Repons (arrière-plan).

Le versant réglé sommital et le versant de raccordement engendrent des glissements de terrain superficiels et de taille modeste (maximum de trois hectares), répondant à des dynamiques gravitaires actuelles, et à la mise en culture sur le versant réglé (dont la pente est trop forte).

Cette dualité s'estompe partiellement en aval de la confluence avec le ruisseau de Vassy, dont la vallée est affectée par de grands glissements de terrain, notamment à « La Boulonnerie ». En effet, après le dernier grand glissement, qui occupe l'ensemble du versant et dont une réactivation affecte la partie supérieure au lieu-dit « Le Buisson Monsieur », le versant de rive droite présente la succession replat-glacis observée en rive gauche. Cependant, sa partie supérieure en pente forte est affectée par des glissements de terrain peu profonds aux formes discrètes, comme au-dessus du village de Leuvrigny. Ce type de glissement se retrouve sur le versant de rive gauche au-dessus du village de Cerseuil. À partir de Cerseuil, le Flagot coule dans une vallée à fond plat large de plus de 400 m. Dans la partie aval du bassin versant les glacis s'allongent et l'entaille du Flagot s'approfondit, déstabilisant quelque peu les versants de raccordement à Mareuil-le-Port. Dans la vallée de la Marne, une carrière au lieu-dit « Les Garennes » rognent les formes et ne permet pas de lire le paysage.

#### 4.1.2.7. Le bassin versant de le Semoigne

La carte géomorphologique n'a été dressée que pour la partie aval du bassin-versant de la Semoigne, où se concentrent l'essentiel des glissements de terrain. En amont, les versants sont au contraire fuyants et se raccordent sans rupture de pente au fond plat de la vallée, comme,

par exemple, en aval du village de Sainte-Gemme. Les vallées sont larges mais les commandements faibles, de l'ordre de 50 mètres. Des petites coulées de solifluxion sont visibles mais restent peu fréquentes. En aval du village de Sainte-Gemme, la Semoigne reçoit l'apport du Champvoisy. Les versants ont alors un commandement d'environ 100 mètres et sont marqués par une dualité rive gauche/rive droite importante.

En rive gauche, jusqu'à la confluence avec la Marne, les versants présentent dans leur partie haute un versant réglé suivi d'un glacis. Ce profil se retrouve également dans la vallée de la Brandouille. Localement, les formations tertiaires que recourent les versants sont affectées par des glissements de terrain superficiels lorsque les valeurs de pentes atteignent 10 % dans la partie basse des versants. Dans la vallée de la Brandouille, trois mouvements de terrain sont visibles au niveau de la confluence avec le ruisseau de Vandières. De taille modeste, entre 2 et 5 hectares, ils sont liés à la solifluxion des formations meubles sous-jacentes. Dans la vallée de la Semoigne, au niveau du hameau de « La Malmaison » et jusqu'au lieu-dit « Le cul du singe », la partie haute du versant est également affecté par un glissement de terrain superficiel sur une étendue d'environ 25 hectares. Entièrement en milieu forestier, comme les trois glissements de la Brandouille, il présente un modelé irrégulier d'échelle métrique voire décamétrique. En rive droite, la partie amont du bassin-versant du ruisseau de Champvoisy présente des versants fuyants à faible commandement (moins de 60 mètres) jusqu'au fond de vallée, d'abord en berceau puis à fond plat dès le village de Champvoisy. Vers sa confluence avec la Semoigne, en arrivant dans la commune de Passy-Grigny, les commandements sont plus forts – environ 120 mètres – et la partie inférieure des versants est affectée par des glissements de terrain en rive droite et en rive gauche. Sur le versant de rive gauche, les glissements sont peu profonds et coalescents, et rejoignent un glissement de type rotationnel dans la vallée de la Semoigne, en contrebas du lieu-dit « La Colleterie ». Ce dernier est d'ailleurs figuré sur la feuille géologique d'Epernay comme une faille (Hatrival, 1977). Sur le versant de rive droite, les glissements de « La Gourdonnerie » sont plus modestes mais le modelé et la forme des arbres, en queue de pipe, dans la partie boisée montre qu'ils sont aujourd'hui encore en activité (Figure 4-21 a et b).



Figure 4-21 : Déformations liées au glissement de "La Gourdonnerie" à Passy-Grigny.

En aval de Passy-Grigny, le versant de rive droite de la Semoigne est affecté par des glissements de terrain profonds. Les escarpements de tête sont larges et occupent une grande partie du versant avec un commandement d'environ 40 à 50 mètres. En contrebas se trouvent de vastes replats ou « méplats », qui correspondent au toit de la masse glissée qui atteint le fond de la vallée et recouvre même en partie les niveaux de basses terrasses. En amont du lieu-dit « Vide-Bourse », un secteur boisé est encore actif et expose des modelés typiques d'une reprise superficielle des déplacements (Figure 4-22).

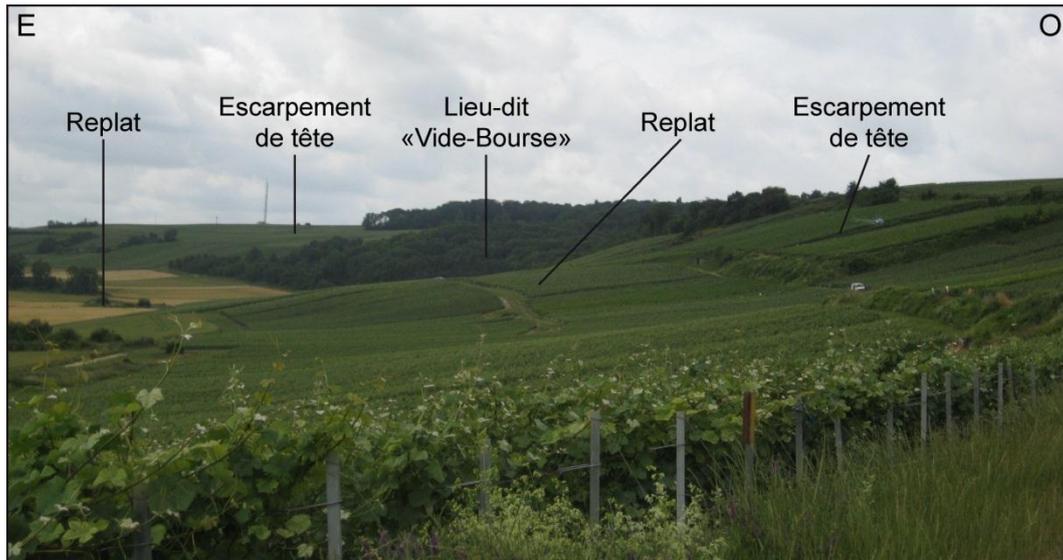


Figure 4-22 : Glissements de terrain profonds sur le versant de rive droite en aval de la vallée de la Semoigne.

Ces grands glissements de terrain « dormants » s'inscrivent eux-mêmes dans des glissements plus anciens dont les formes régularisées sont encore identifiables. Perchés plus haut sur le versant, le front de ces glissements anciens domine le fond de vallée actuel de 15 à 20 m (lieu-dit du « Vide-Bourse » et de « La Grande Vigne »), lequel se raccorde finalement à la plaine alluviale de la Marne par un cône de déjection.

### 4.1.3. Discussion

Caractérisés par des formes lisses (versants réglés, glacis et terrasses) (Guérémy *et al.*, 1991) recoupés ou recouverts par des formes rugueuses, c'est-à-dire les mouvements de terrain (Guérémy *et al.*, 1991), les versants du vignoble champenois présentent donc une unité d'ensemble. Les versants de la Montagne de Reims et de la vallée de la Marne et ses affluents ont un profil semblable lorsqu'ils ne sont pas affectés par les glissements de terrain. Le haut du versant, en général réglé (sous climat périglaciaire), se prolonge par au moins un niveau de glacis, et se raccorde au fond de vallée par un versant d'érosion en pente forte. Ces versants sont souvent couverts d'un voile colluvial arrimé au versant réglé sommital. Vers l'est, la craie affleure de plus en plus haut sur le versant, ce qui engendre des pentes plus longues et la

présence d'un replat structural correspondant au toit de la craie sur le front de la cuesta, ainsi que des pentes généralement plus fortes dans les vallées.

Les versants affectés par des mouvements de terrain présentent des profils plus variés, qu'il s'agisse de glissements « dormants » ou de mouvements plus récents (nouveaux glissements, coulées, solifluxion) se superposant aux précédents. On distingue ainsi : 1) les versants à glissements très anciens, inactifs et recouverts d'une pellicule colluviale lissant leur profil; 2) les versants à glissements « dormants », moins réguliers et 3) les versants à glissements actifs ou très récents au formes fraîches et au profil rugueux (Guérémy *et al.*, 1991 ; Marre *et al.*, 1997). Les versants de la Montagne de Reims et des vallées de la partie est du secteur étudié sont affectés par des glissements de taille plus modeste que ceux de la vallée de la Marne, souvent couverts à 90 % par de grands glissements coalescents, d'âge varié, et parfois superposés. Les plus anciens glissements se suivent parfois en continu sur le haut des versants, comme dans la vallée du Brunet, ou subsistent par lambeaux, comme dans la vallée de la Semoigne.

La répartition des glissements de terrain dans les vallées du Flagot et de la Semoigne répond fréquemment au schéma suivant : les versants de rive droite sont affectés par de volumineux glissements alors que ceux de rive gauche ne subissent que des désordres superficiels en haut de versant. Par endroits, le même contraste s'observe dans la vallée du Belval. L'orientation variée de ces versants permet d'écarter l'hypothèse d'une explication liée à leur exposition. Il est beaucoup plus probable que les glissements ont majoritairement lieu sur les versants de rive concave, du fait du sapement basal par les cours d'eau. Ainsi, sur les 264 glissements de terrain répertoriés dans la Montagne de Reims et le long des vallées de la Marne et de ses affluents, presque la moitié est située en versant de rive concave (43 %), seulement 15% en versant rive convexe, 32 % sur tronçon rectiligne et seulement 10 % se situent sur le front de la cuesta. En outre, 70 % des 151 glissements hors versant concave se situent en tête de vallon (Tableau 4-1). Le contraste d'activité entre versant opposés s'explique donc largement par le tracé plus ou moins sinueux des vallées, de même que certaines caractéristiques des glissements, telle que la profondeur, comme nous le verrons plus loin.

	Glissements sur versant de rive concave		Glissements sur l'ensemble des autres versants	
	Effectif	Pourcentage	Effectif	Pourcentage
Total	113	43 %	151	57 %
Glissements situés en tête de vallon	66	58 %	106	70 %
Glissements non situés en tête de vallon	47	42 %	45	30 %

Tableau 4-1 : Tableau récapitulatif de la situation des 264 glissements du vignoble champenois.

L'analyse des glissements de terrain du secteur montre également des différences morphologiques et cinétiques entre les phénomènes. Ainsi, la variation des caractéristiques des glissements permet d'en établir une typologie.

## **4.2. Typologie des glissements de terrain**

La carte géomorphologique permet également de distinguer les glissements de terrain en fonction de leur type. Cette typologie prend en compte le modelé et, de fait, la cinétique du glissement. Les travaux de F. Simon (2000) faisaient déjà état d'une telle typologie qu'il est possible de compléter et de préciser.

### **4.2.1. Les glissements de type « Reuil »**

Le type de glissement le plus répandu est celui de type « Reuil », décrit dans cette commune au lieu-dit des « Jacotines ». Ce type se retrouve sur les versants de la vallée de la Marne, en aval de l'entonnoir de percée cataclinale, mais également le long des vallées de la Livre, du Brunet, du Belval et du Flagot, ou encore sur le versant nord de la Montagne de Reims. Il s'agit d'un mouvement complexe, composé d'un large glissement rotationnel puis d'une coulée. Il affecte généralement la partie sommitale des versants et se développe jusqu'au fond de la vallée, parfois à la faveur d'un vallon. Dans la partie supérieure, l'escarpement de tête est de forme circulaire, sub-verticale, et peut atteindre plusieurs dizaines de mètres de commandement. Les formations glissées se déplacent vers le bas du versant le long d'une surface courbe, se traduisant dans la topographie par une large contrepente, ou parfois seulement par un replat, dans la moitié supérieure du versant. Cette contrepente abrite généralement une zone humide avec une végétation hydrophile ou même de marécages. Dans le cas d'un glissement multiple, la contrepente peut être découpée en gradins. Dans la moitié inférieure du versant, une coulée se développe jusqu'au pied du versant engendrant une topographie irrégulière et bosselée puis un bourrelet frontal, ou tout du moins une convexité basale (Figure 4-23). La coulée est composée d'un matériel hétérométrique disposé en vrac dans une matrice généralement argileuse. Du fait de la nature du matériel, de la valeur de la pente et en fonction de la teneur en eau, la coulée est particulièrement propice aux réactivations partielles régulièrement observées. Ces réactivations ont une emprise surfacique généralement limitée et sont, à la vue des formes dérivées, relativement superficielles (de l'ordre de la dizaine de mètres de profondeur au maximum).

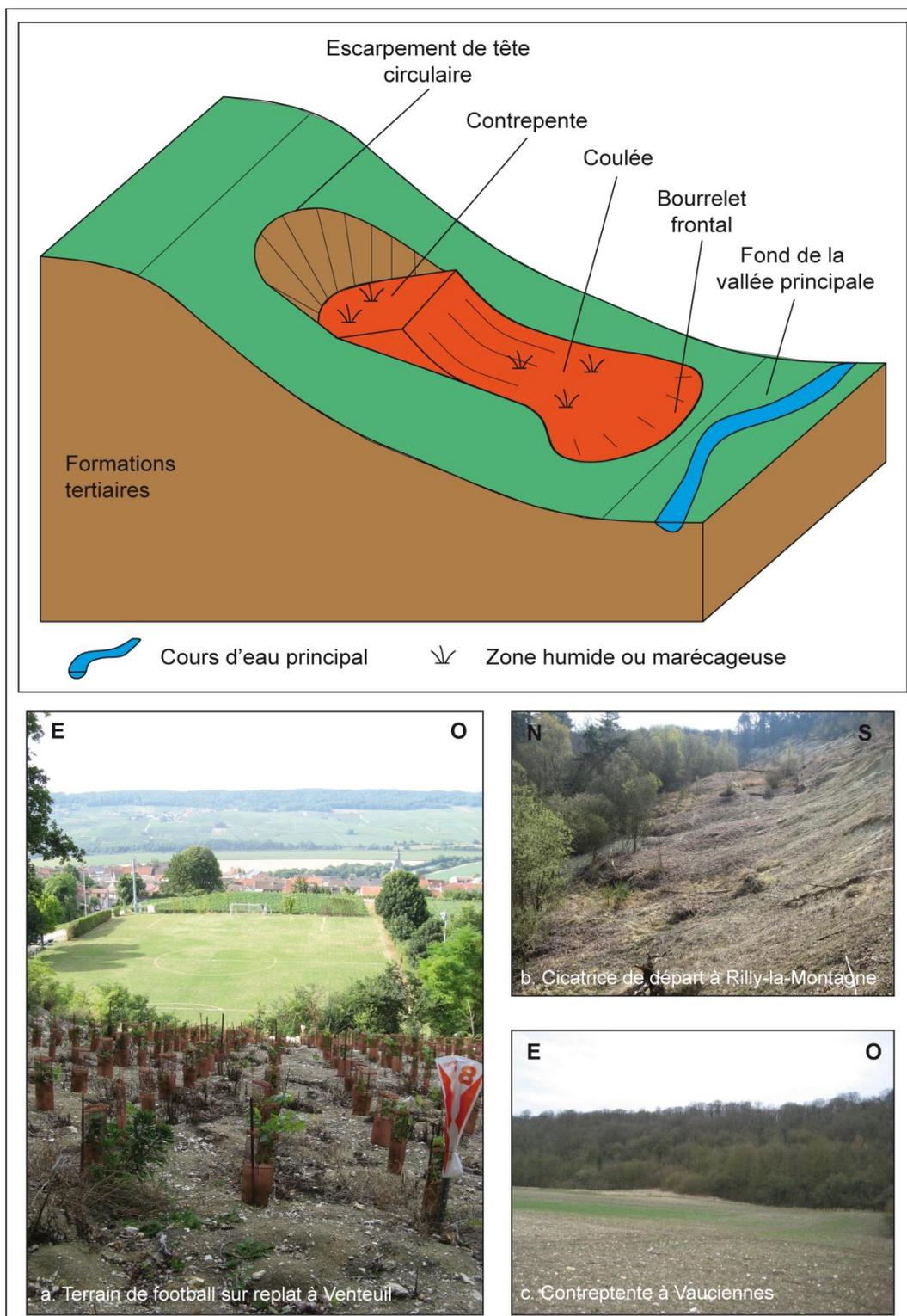


Figure 4-23 : Les glissements de type "Reuil".

En fonction de leur ancienneté, ces glissements peuvent avoir subi une régularisation partielle de leur escarpement de tête. En bas de versant, le ruissellement peut avoir progressivement évacué les matériaux de la coulée (après leur stabilisation). Ce type de glissement est

certainement le plus courant des plus anciens phénomènes répertoriés sur la carte géomorphologique et dont il ne reste plus aujourd'hui que la partie haute, régularisée.

#### 4.2.2. Les glissements de type « Vincelles »

Les glissements de type « Vincelles » s'observent dans la partie ouest de la vallée de la Marne, principalement sur le versant de rive droite, sur les communes de Vincelles, Verneuil et Vandières. Ces glissements sont caractérisés par une partie sommitale en pente forte laissant apparaître le substrat aux endroits où les colluvions sont absentes. L'escarpement de tête est souvent large de plusieurs centaines de mètres mais ne présente pas un rejet aussi important que dans le type « Reuil ». Morphologiquement, ce type de glissement se présente comme une succession de replats, voire de contrepentes, étagés le long du versant. En contrebas, une courte coulée de matériaux hétérométriques dans une matrice argileuse se termine par un bourrelet frontal de quelques mètres de hauteur maximum (Figure 4-24).

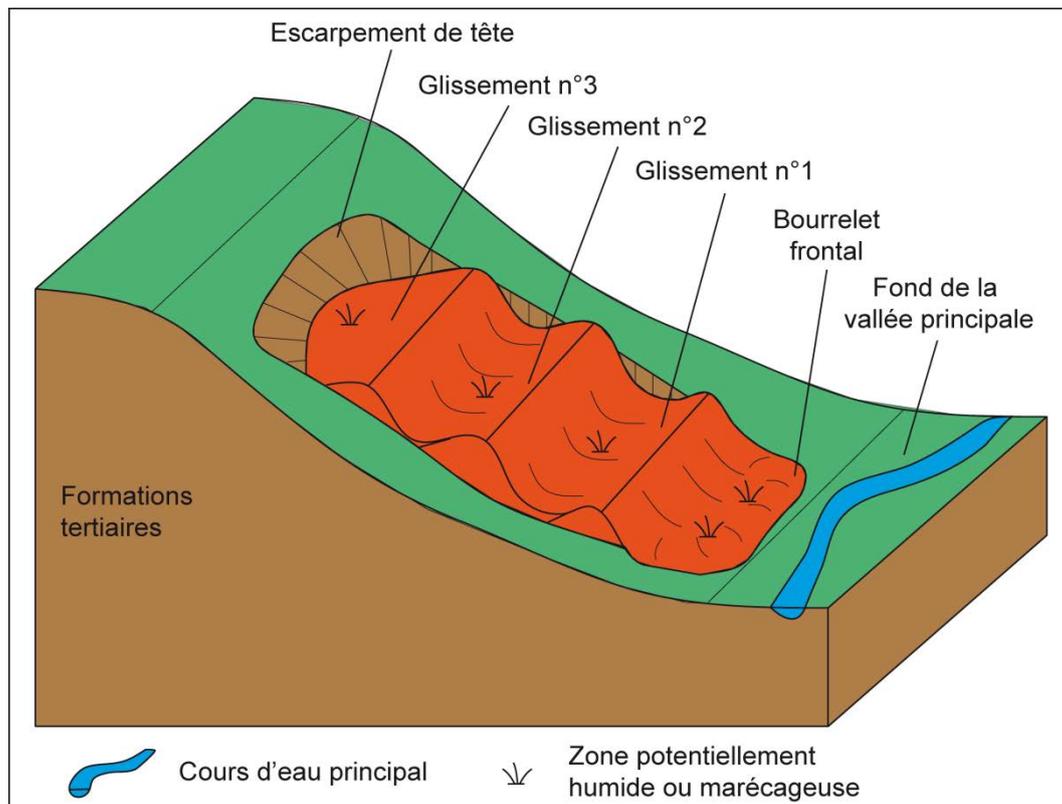


Figure 4-24 : Les glissements de type "Vincelles".

L'étagement des replats montre les différents épisodes de fonctionnement de ce type de glissement où chaque masse glissée est venue s'appuyer sur celle qui la précède (Figure 4-25). Il s'agit donc d'un glissement polyphasé et rétrograde dont la chronologie peut être établie grâce au recouvrement partiel des masses les unes sur les autres mais dont la datation et la

temporalité ne sont pas établies. À noter que des villages comme Vincelles ou Passy-sur-Marne, plus à l'ouest, sont installés sur ces replats aujourd'hui stables.

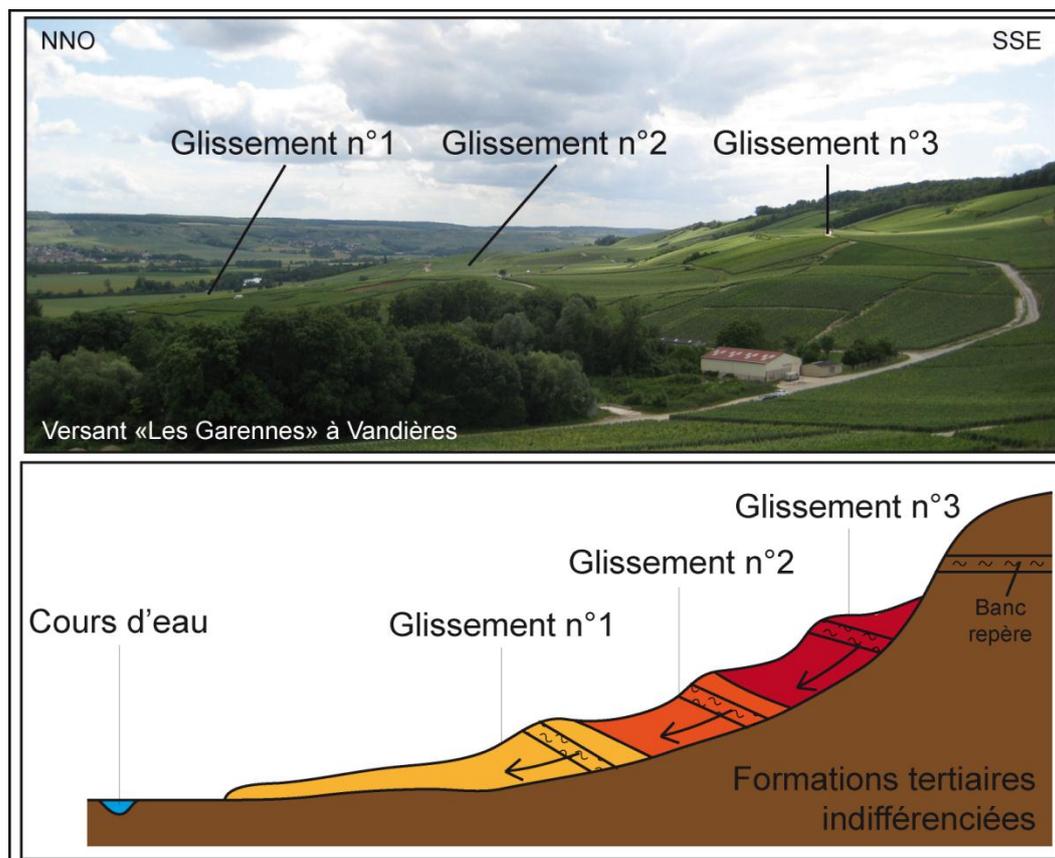


Figure 4-25 : Interprétation des glissements de type "Vincelles".

### 4.2.3. Les glissements de type « Châtillon »

Les glissements de type « Châtillon » s'observent principalement dans les vallées de la Semoigne, du Flagot et du Belval. Très proches du type « Vincelles », ils s'en distinguent par leur caractère non répétitif. En effet, il s'agit d'une seule masse glissée, de taille importante, qui parvient jusqu'en bas de versant (Figure 4-26), où elle peut recouvrir les niveaux de terrasses, comme à Trélou-sur-Marne (Simon, 2000) (Figure 4-27). Contrairement au type « Vincelles », la masse glissée est imposante et contient certainement plusieurs millions de mètres cubes de matériaux.

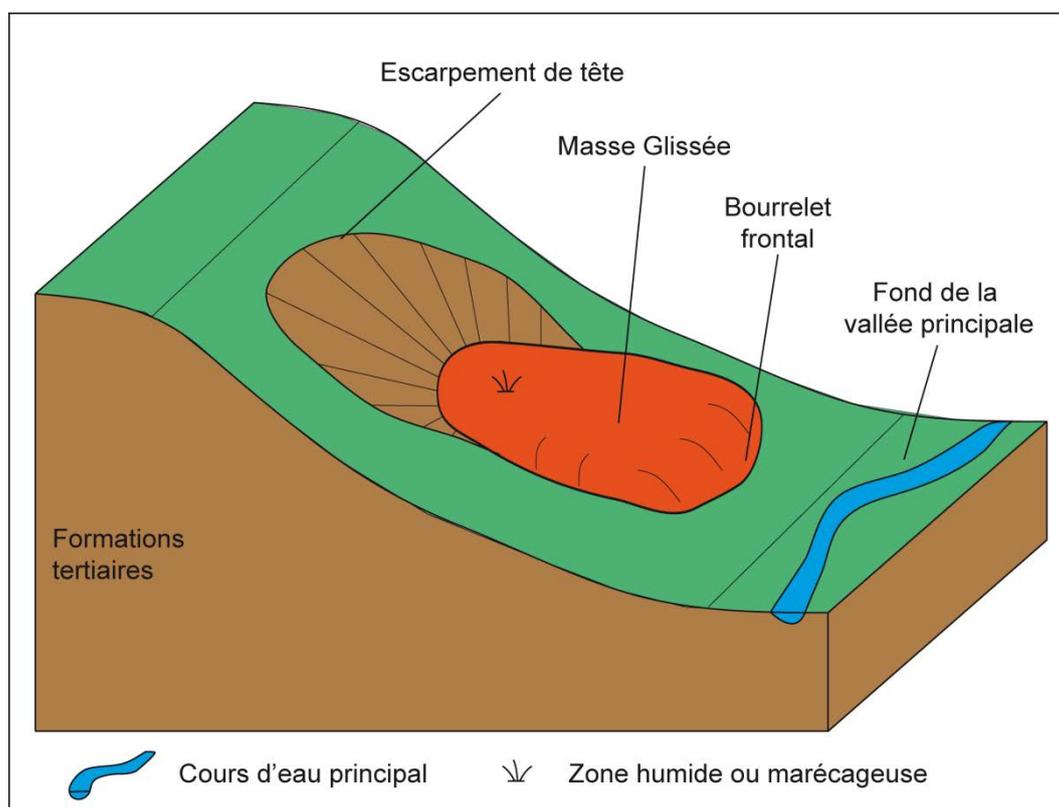


Figure 4-26 : Les glissements de type "Châtillon".

Les vastes escarpements de tête s'inscrivent dans la partie sommitale des versants et peuvent dépasser 100 mètres de hauteur. Leurs formes sont aujourd'hui estompées par des matériaux soliflués ou éboulés. Ils peuvent être coalescents, comme à Châtillon-sur-Marne, et ainsi former un unique versant à forte pente surmontant un niveau de replat, reliquat des masses glissées (Figure 4-27).

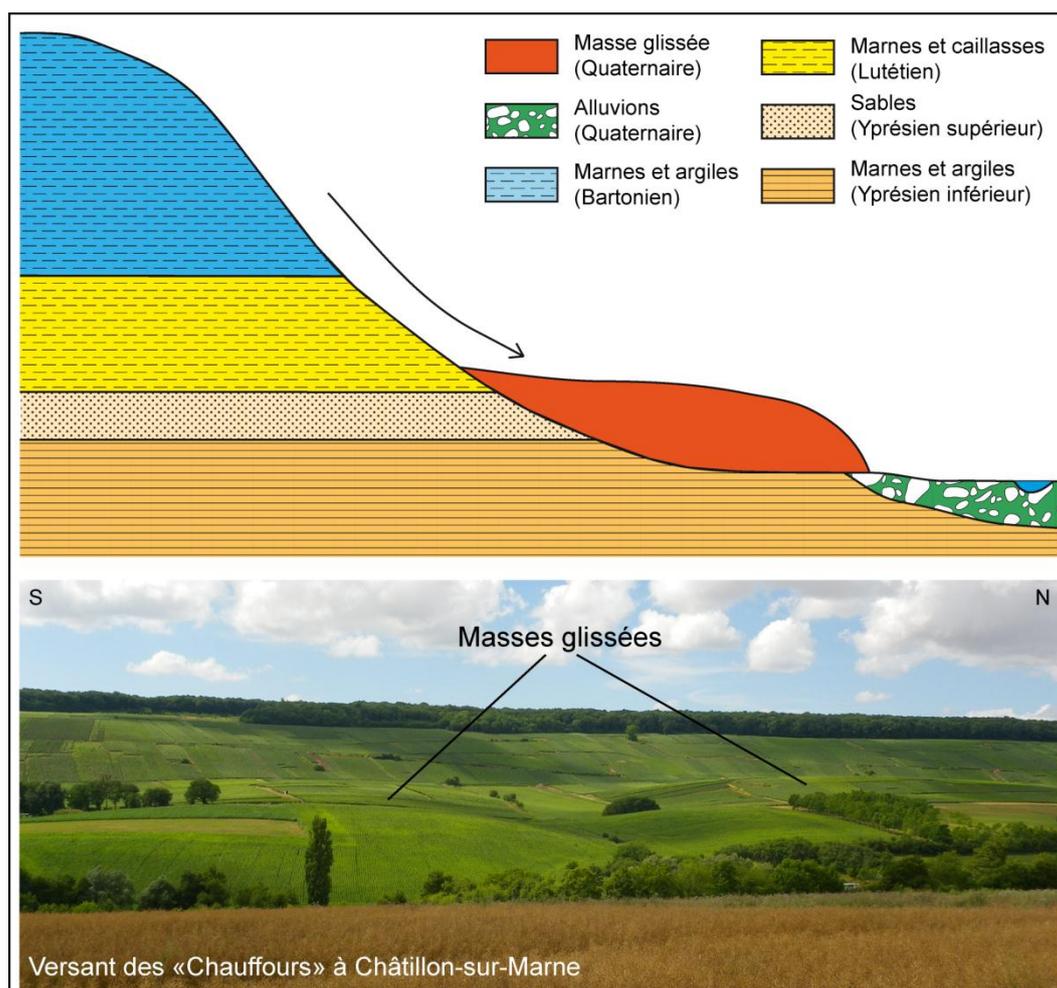


Figure 4-27 : Interprétation des glissements de type "Châtillon".

#### 4.2.4. Les glissements de type « Romery »

Les glissements de type « Romery » s'observent principalement dans la vallée du Brunet. Ils se présentent, comme ceux de type « Reuil », en glissement complexe avec une partie rotationnelle en haut de versant mais leur coulée se propage dans un vallon inscrit dans la craie.

Ils s'inscrivent dans la partie sommitale des versants par un large escarpement de tête circulaire pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres de hauteur et une centaine de mètres de largeur, et dont les formes sont encore bien distinctes et délimitables. Cet escarpement surmonte un replat-contrepente unique, de largeur hectométrique, qui se caractérise en surface par une zone humide. En contrebas, une coulée pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres de longueur s'engouffre dans un vallon sec ou encore drainé, qui s'inscrit dans la craie du Campanien, affleurant dès la mi-versant dans ce secteur (Figure 4-28). Dans ce dernier cas, la coulée déporte les écoulements vers les bordures extérieures des vallons du fait de la forme bombée du profil transversal de la coulée.

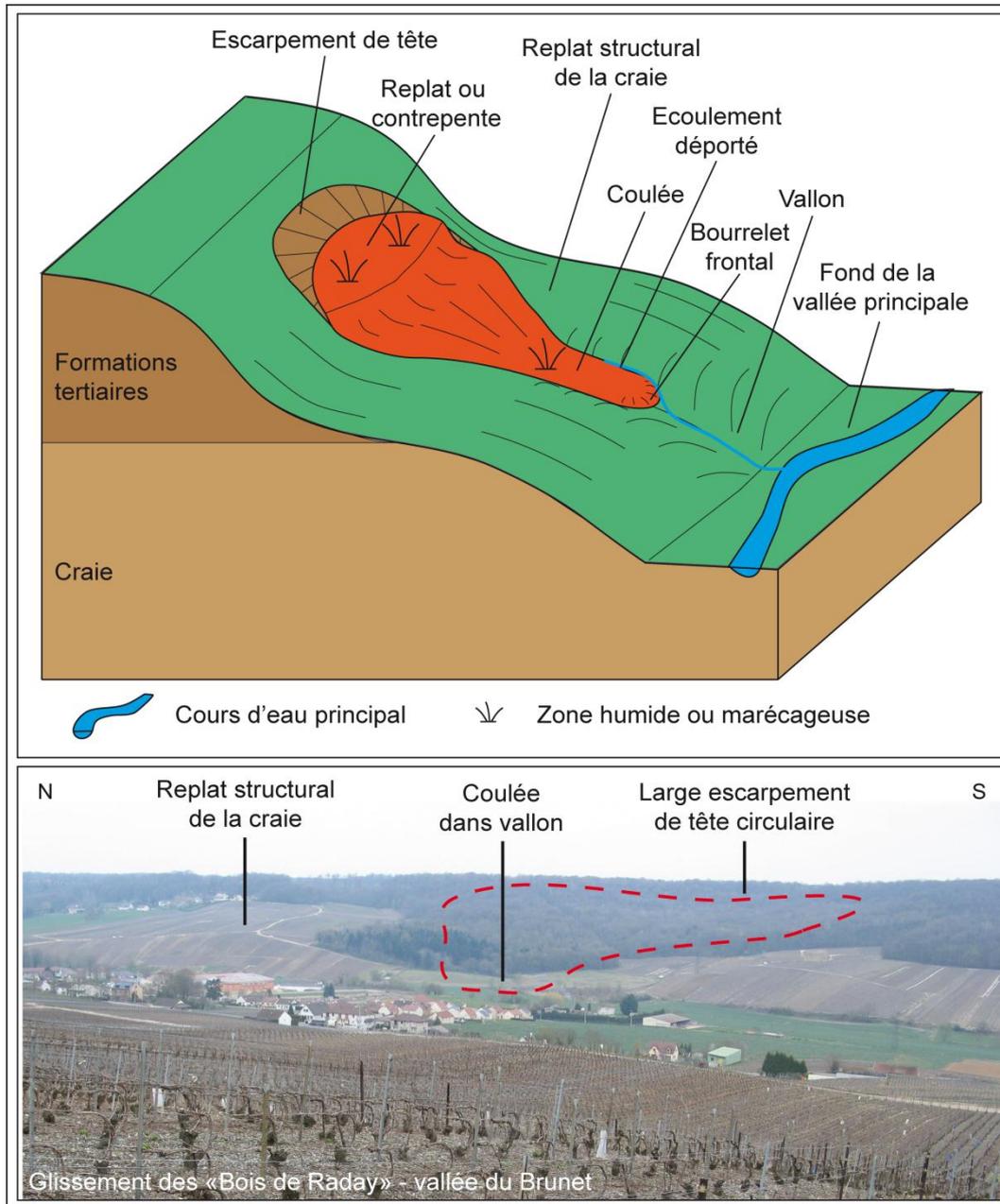


Figure 4-28 : Les glissements de type "Romery".

#### 4.2.5. Les glissements de type « Germaine »

Les glissements de type « Germaine » sont des glissements qui s’engouffrent dans un vallon étroit inscrit dans la craie. Si cette caractéristique lui donne un point commun avec le type « Romery », les glissements de type « Germaine » sont moins volumineux, et leur surface est moindre. De plus, l’analyse des formes laissent penser que ces glissements sont moins profonds et ne présentent pas systématiquement une composante rotationnelle (Figure 4-29).

Les glissements de type « Germaine » se retrouvent principalement sur les versants de la Montagne de Reims et dans les vallées de la Livre et du Cubry. Ils sont ainsi présents là où les terrains tertiaires sont relativement peu épais et surmontent la craie qui forme une partie importante du versant.

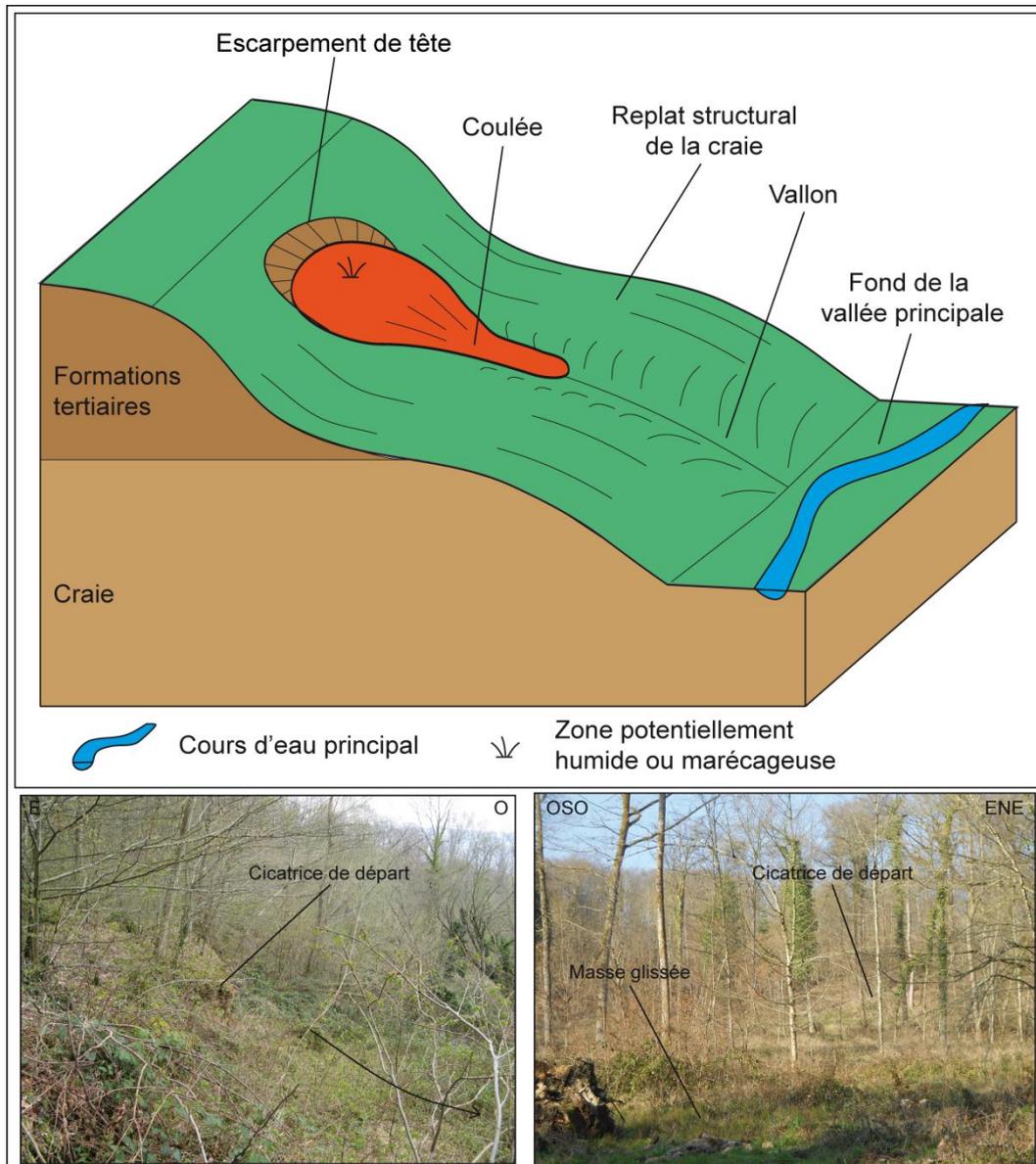


Figure 4-29 : Les glissements de type "Germaine".

#### 4.2.6. Les glissements de type « Ay »

Le dernier type de glissements rencontré sur le secteur d'étude est le type « Ay ». Ces glissements sont très proches de ceux de type « Romery » dans leur fonctionnement. Cependant, la morphologie de la coulée, et plus particulièrement du front de la coulée, est complètement différente. En effet, la coulée s'engouffre dans un vallon inscrit en pente raide

dans la craie avant d'atteindre le fond de la vallée où elle s'étale. À la faveur d'une pente plus faible, les matériaux de la coulée s'accumulent et forment un large front « en éventail ». Cette morphologie rend compte du caractère relativement fluide de ces coulées et donc de la grande quantité d'eau nécessaire à leur formation (Figure 4-30). Ces glissements se retrouvent uniquement dans la vallée du Cubray, où ils affectent les versants dans leur totalité malgré la faible épaisseur des formations tertiaires. Ces fronts de coulée « en éventail », ont provoqué une modification du parcours originel du ruisseau du Cubray qui les contourne aujourd'hui.

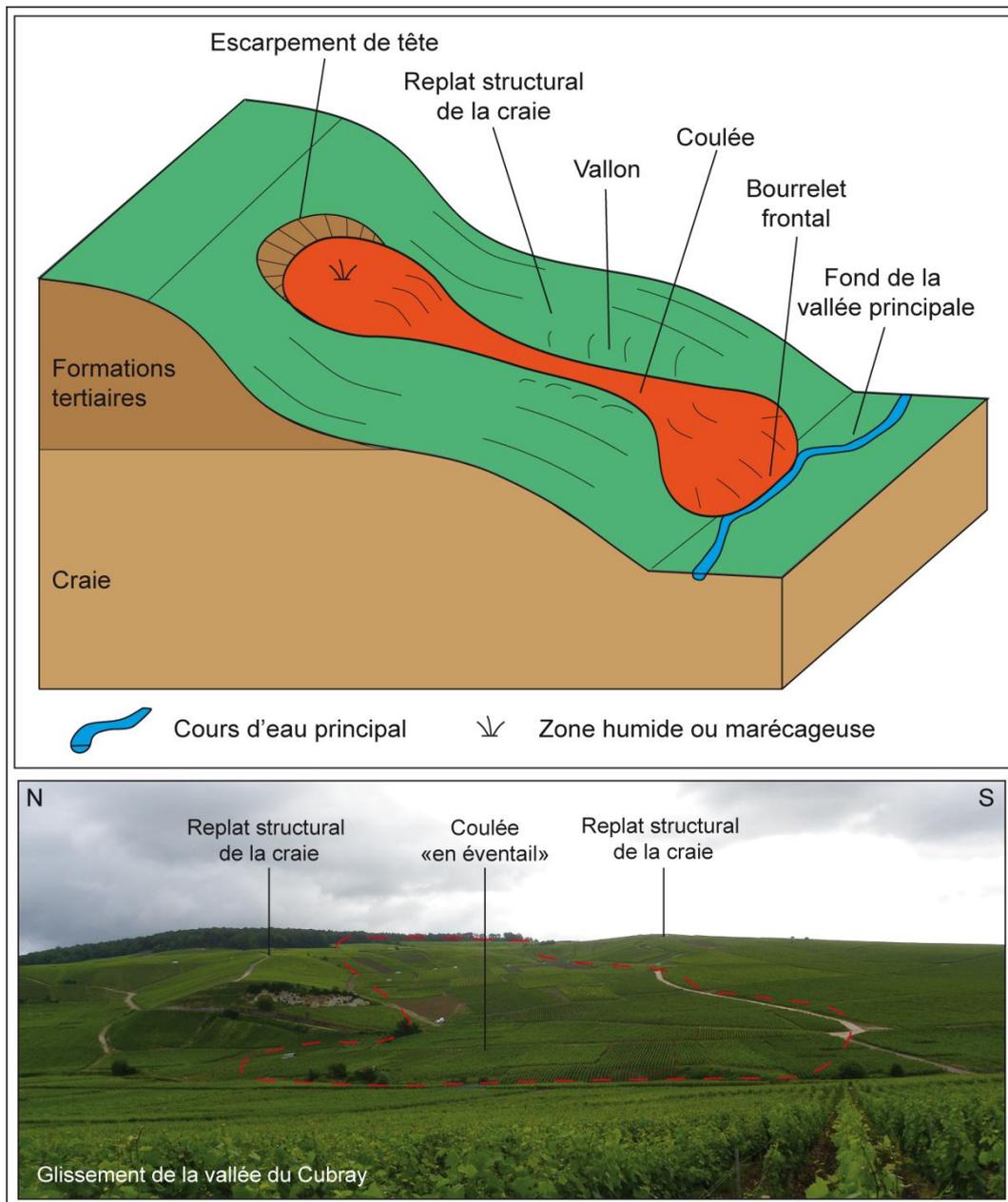


Figure 4-30 : Les glissements de type "Ay".

### 4.3. Répartition spatiale des différents types de glissements

La cartographie géomorphologique montre qu'en fonction de leur type les glissements de terrain ont une répartition spécifique. À l'échelle du vignoble champenois, les différents types répondent à des critères structuraux et morphodynamiques qui permettent de dégager une tendance sur la répartition spatiale de ces glissements de terrain (Figure 4-31).

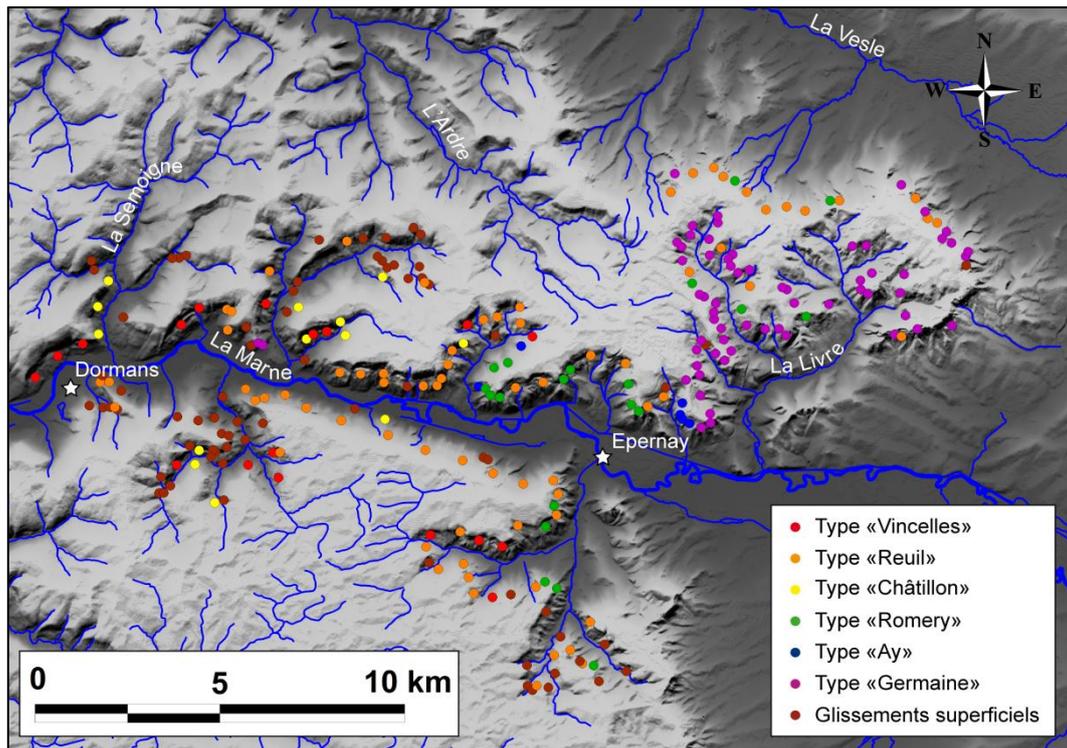


Figure 4-31 : Répartition spatiale des types de glissement de terrain dans le vignoble champenois.

La cartographie des glissements en fonction de leur type montre une répartition selon un axe est-ouest. À l'est, les glissements de type « Germaine » sont les plus nombreux. Puis ils sont remplacés vers l'ouest par des glissements de plus en plus larges et profonds, jusqu'à couvrir l'ensemble des versants, de type « Vincelles », seulement présents à l'ouest du secteur d'étude, ou de type « Châtillon ». Les glissements de type « Reuil » sont majoritaires dans le corridor fluvial de la vallée de la Marne, jusque Vandières. Ils sont aussi prédominants sur le versant nord de la Montagne de Reims, même si leurs caractéristiques divergent (ici, la coulée s'engouffre dans un vallon en aval, à l'instar du type « Romery »). Les glissements de type « Germaine » n'apparaissent que dans la Montagne de Reims, bien que deux glissements assimilés à ce type soient répertoriés à Châtillon-sur-Marne. La vallée du Brunet abrite deux des six glissements de type « Ay », mais elle se distingue surtout par la variété des types de glissement qui l'affectent. À noter également la présence de nombreux glissements superficiels (donc difficilement classables) à l'ouest et au sud du secteur d'étude.

Cette répartition spatiale des types de glissement correspond globalement à l'évolution de la structure géologique, présentée en première partie. Le pendage vers l'ouest se traduit par la diminution puis la disparition à l'affleurement de la craie campanienne et s'accompagne de changements de faciès, souvent de plus en plus meubles, dans les formations tertiaires (Figure 4-32).

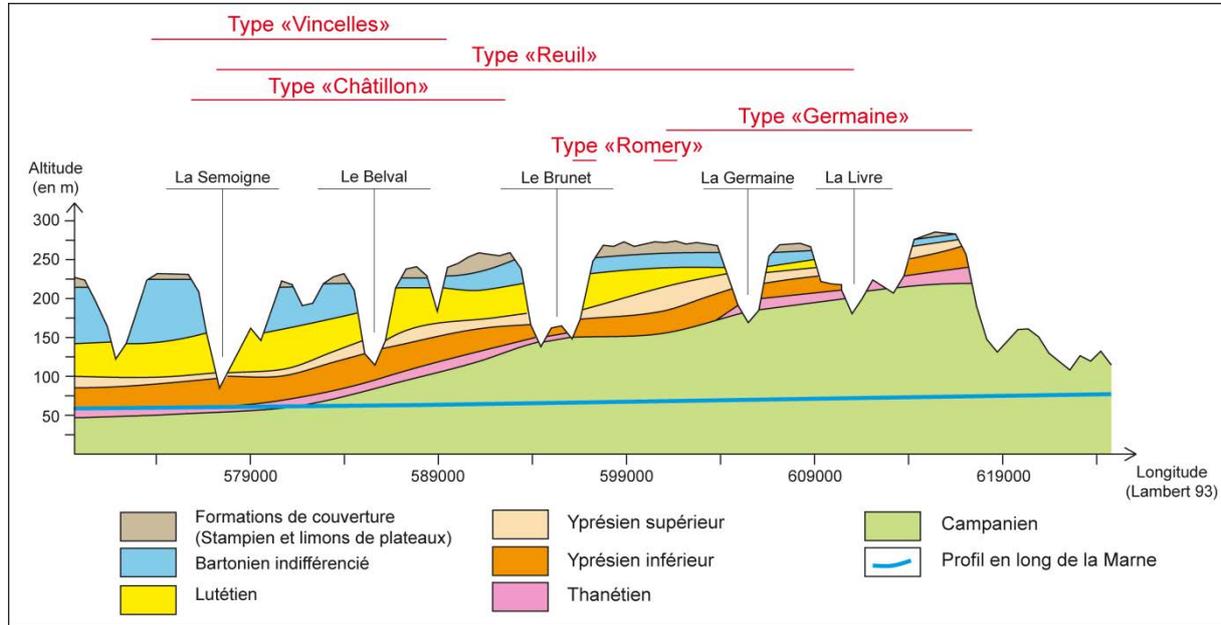


Figure 4-32 : Répartition spatiale des types de glissement en fonction de la structure, le long de la Marne.

Les types de glissements dont la coulée s'engouffre dans un vallon (« Romery » et « Germaine ») ne sont présents qu'à l'est du secteur. Ces vallons étant conditionnée par la craie, il est tout à fait logique de ne retrouver ces types de glissement qu'aux endroits où elle affleure sur le versant. *A contrario*, le type « Vincelles » disparaît dès que la craie apparaît alors que les types « Châtillon » et « Romery » semblent se positionner en transition. Enfin, le type « Reuil » se trouve partout sauf à l'est de la vallée de la Livre.

#### **4.4. Conclusion du Chapitre 4**

Le levé cartographique permet d'inventorier, de caractériser et de trier les glissements de terrain qui sont le processus dominant d'évolution des versants dans la partie sud du secteur étudié. Les glissements se distinguent de la cambrure de versant par des modelés plus rugueux et plus contrastés, marqueurs de phénomènes plus brutaux et toujours potentiellement actifs. Plusieurs niveaux d'activités sont décelés. Des formes stabilisées et en partie régularisées sont fréquentes dans la partie haute des versants. Elles peuvent être recoupées par des glissements plus récents, parfois plus volumineux, qui peuvent se propager jusqu'au fond des vallées. Leurs formes, encore bien identifiables sur les versants, semblent néanmoins figées, ce qui permet de considérer ces glissements comme « dormants ». Enfin, des phénomènes d'ampleur moindre, souvent superficiels, traduisent une activité récente ou actuelle. Ces petits glissements sont généralement des réactivations partielles des plus anciens. L'ensemble de ces résultats complète et confirme ceux obtenus ou soupçonnés dans les études précédentes. L'analyse morphologique des glissements de terrain permet enfin de dresser une typologie. Aux six types présentés s'ajoutent de nombreux mouvements superficiels. Ces types se répartissent en fonction de la structure régionale.



## ***Chapitre 5. Etude géophysique du glissement des Jacotines***

La répartition spatiale des différents types de glissements de terrain du vignoble champenois montre que le type « Reuil », avec 70 phénomènes recensés, représentant plus de 26 % de l'ensemble des 264 glissements de terrain, est le mieux représenté. Ce chapitre s'attache à définir la structure interne de ce type de glissement afin d'en comprendre les modalités de mise en place et les interactions possibles entre masse glissée et substrat. En tant que morphotype, le glissement des Jacotines, à Reuil, a fait l'objet d'investigations géomorphologiques et géophysiques, qui devraient éclairer les conditions du déclenchement et le comportement actuel de ce type de glissement.

## 5.1. Le glissement des Jacotines, présentation et méthode d'investigation

Le glissement des Jacotines est situé à Reuil, au cœur du vignoble champenois (Figure 5-1). Son modelé a permis de définir le type « Reuil », le plus répandu dans la région.

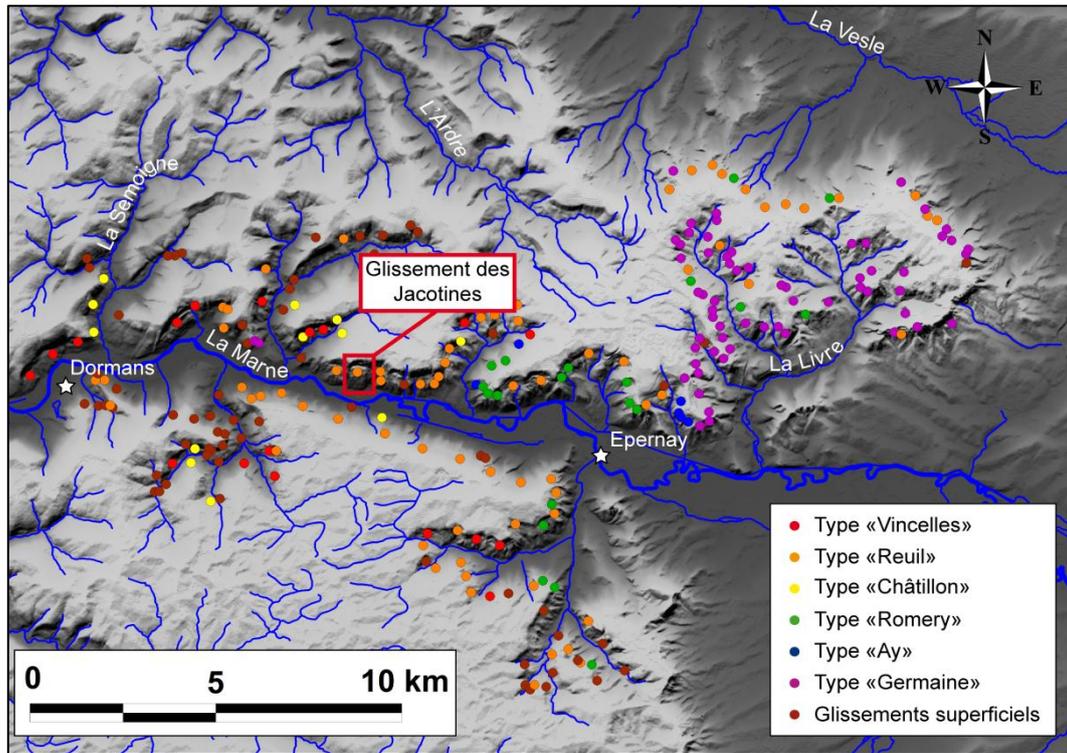


Figure 5-1 : Localisation du glissement des Jacotines dans le vignoble champenois.

### 5.1.1. Le modelé aux Jacotines

Le glissement des Jacotines est un large glissement situé sur le versant de rive droite de la vallée de la Marne, entre les villages de Reuil et de Tincourt, sur la commune de Venteuil. Il occupe l'ensemble du versant, du haut du plateau jusqu'au fond de vallée, au hameau de l'Echelle (Figure 5-2). En haut de versant, le rebord du plateau, vers 245 mètres d'altitude, est affecté par une vaste cicatrice en forme d'amphithéâtre dont le commandement atteint 75 mètres. Localement, les pentes de l'escarpement dépassent 20 %, malgré une régularisation partielle (éboulement et solifluxion) ; un rejeu probable détermine la présence d'un replat (Figure 5-3a).

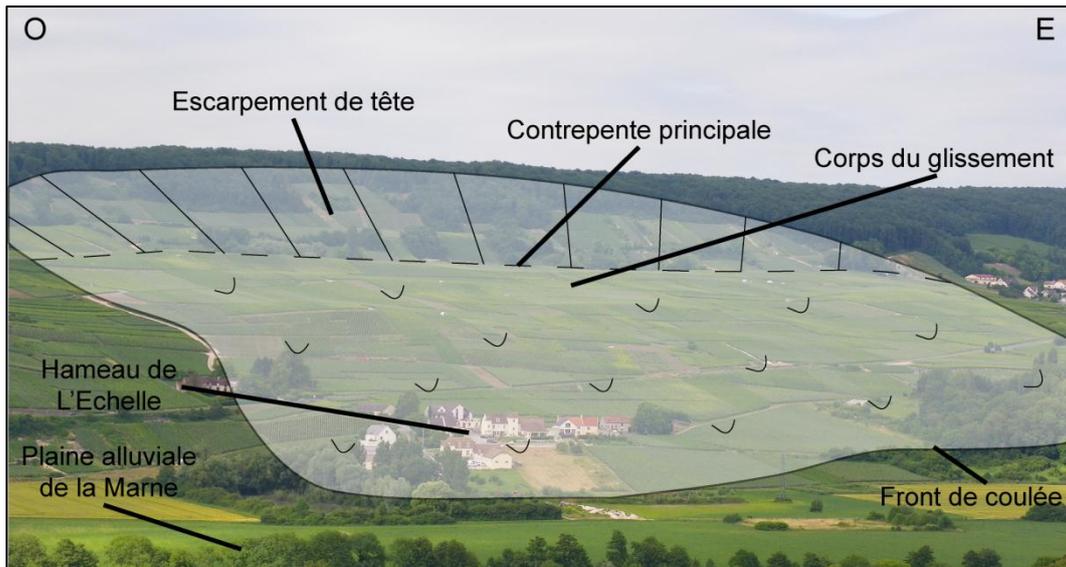


Figure 5-2 : Emprise du glissement des Jacotines (vallée de la Marne).

Au pied de l'escarpement de tête apparaît une large contrepente à 170 mètres d'altitude (Figure 5-3b, c et d). Cette dernière s'étend sur environ 720 mètres de largeur et atteint 210 mètres longitudinalement. Visuellement, elle se délimite d'autant plus facilement qu'elle est la seule étendue de tout le versant à ne pas être plantée en vignes. Le contact marécageux entre la contre pente et le pied de l'escarpement est typique d'un grand glissement rotationnel (Figure 5-3b et c).

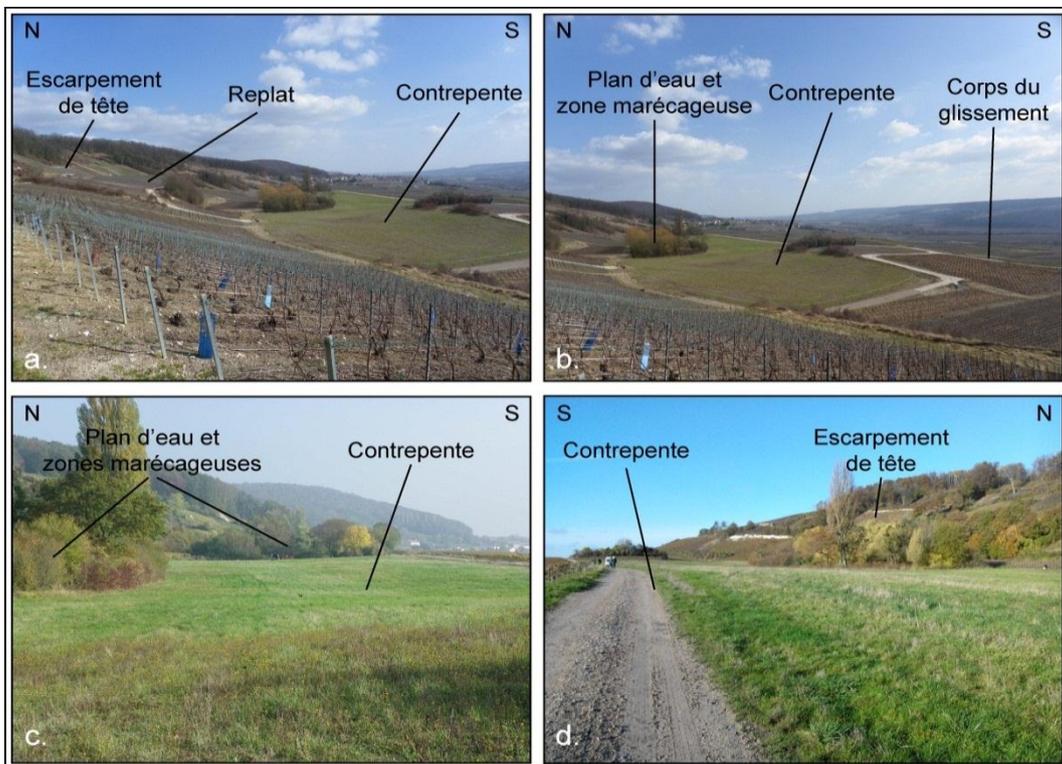


Figure 5-3 : La partie supérieure du glissement des Jacotines.

Plus bas sur le versant, le glissement des Jacotines présente un modelé irrégulier constitué de replats d'ampleur plus modeste que celui de la contre pente (Figure 5-4a) et d'une multitude de bosses. Les replats semblent s'organiser en une à deux séries, la première à 160 mètres et le seconde vers 145 mètres. Plus bas, les replats disparaissent laissant la place à un terrain bosselé à zones humides (les presles en témoignent), présentant des réactivations superficielles (Figure 5-4b).

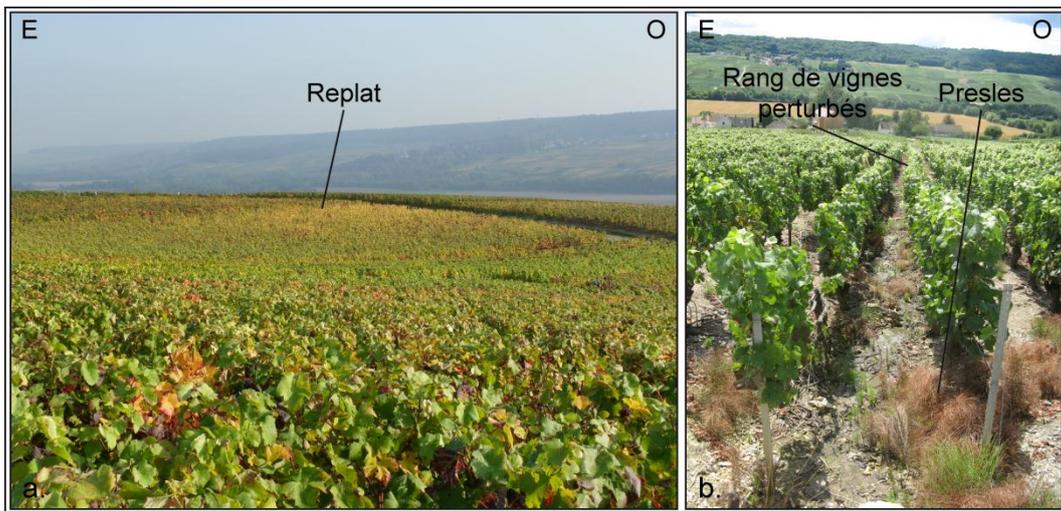


Figure 5-4 : Modelé et réactivations dans la partie inférieure du glissement des Jacotines (vallée de la Marne).

L'avant de la coulée se présente, en bordure de la plaine alluviale, sous la forme d'un bourrelet frontal d'une dizaine de mètres de hauteur. Latéralement, la coulée est limitée par des vallons. Le glissement des Jacotines jouxte, en haut et dans la partie médiane du versant, des instabilités de même type se prolongeant jusqu'aux villages de Venteuil à l'est et de Reuil à l'ouest. À l'est, le glissement des Jacotines et celui de Venteuil recoupent un glissement plus ancien marqué par un escarpement de tête régularisé (Figure 5-5).

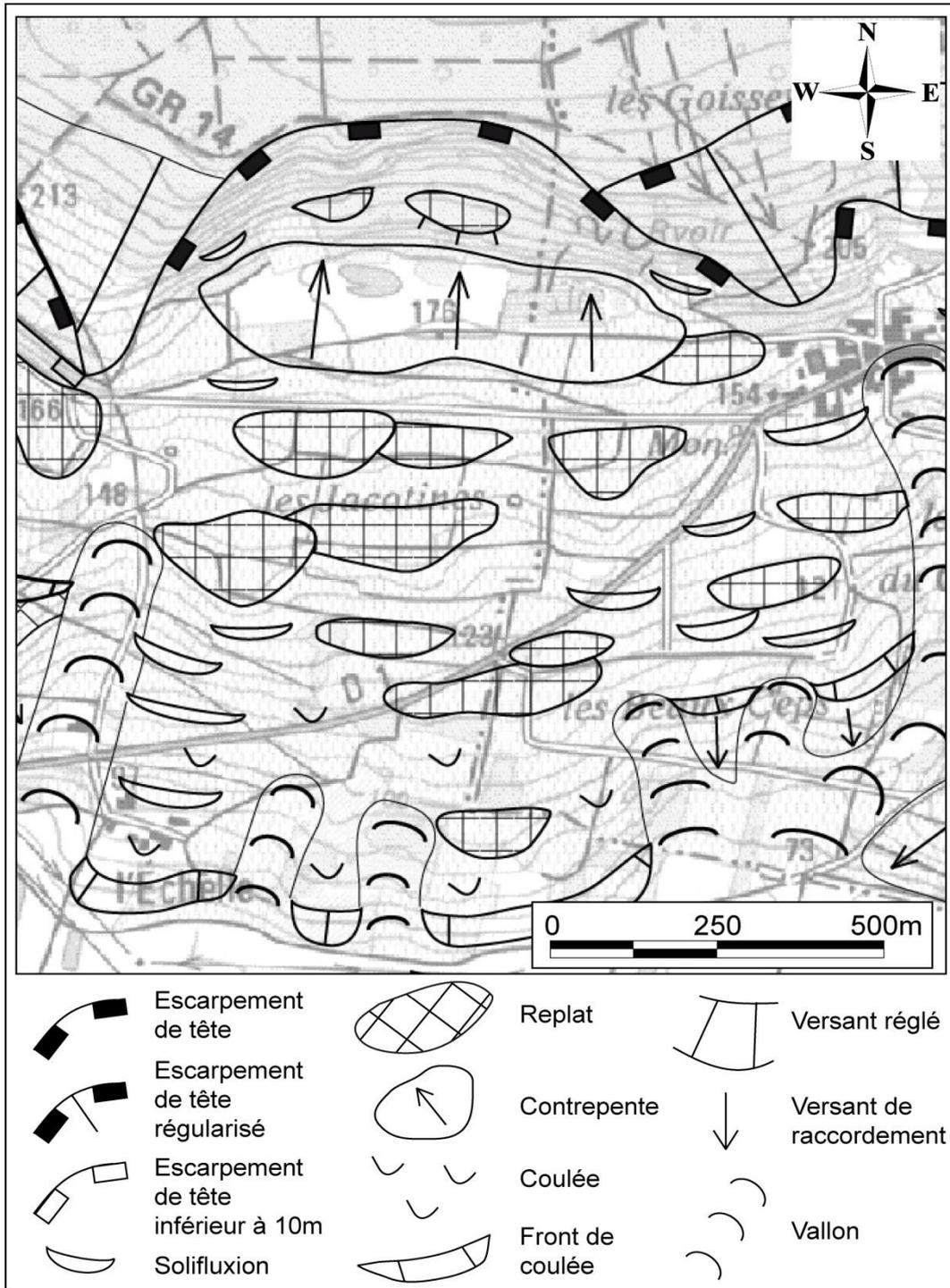


Figure 5-5 : Carte géomorphologique du glissement des Jacotines.

### 5.1.2. Méthodes d'investigation

Si la cartographie géomorphologique permet une description précise du modelé de surface, elle ne renseigne pas précisément sur la structure interne du glissement. D'autre part, l'ampleur et la configuration du glissement laissent supposer un mouvement profond, de l'ordre de 40 mètres environ, mais cela reste à confirmer par des investigations géophysiques (Grandjean *et al.*, 2006a ; Meric, 2006), sismiques (Israil et Pachauri, 2003 ; Traveletti *et al.*,

2010 ; Grandjean *et al.*, 2011 ; Samyn *et al.*, 2012 ; Malehmir *et al.*, 2013) et électriques (Schmutz *et al.*, 1999 ; Tullen *et al.*, 2006 ; Jomard *et al.*, 2007a et b ; Jongmans *et al.*, 2009 ; Piegari *et al.*, 2009 ; Tric *et al.*, 2010 ; de Bari *et al.*, 2011 ; Le Roux *et al.*, 2011). Les deux méthodes sont complémentaires puisque les données sismiques sont plus fiables en profondeur alors que les données électriques sont plus précises et efficaces en proche surface. Ainsi, des mesures ont été réalisées sur le glissement des Jacotines le long de trois profils dont le choix a été guidé par les données géomorphologiques de surface afin d'optimiser les résultats (Figure 5-6). L'agencement des parcelles de vignes et des voies de communication, l'étroitesse des routes de vignes ainsi que les contraintes liées à la présence de piquets métalliques dans les cultures (qui perturbent les champs électriques) ont contrarié la réalisation d'un profil longitudinal sur l'ensemble du glissement.

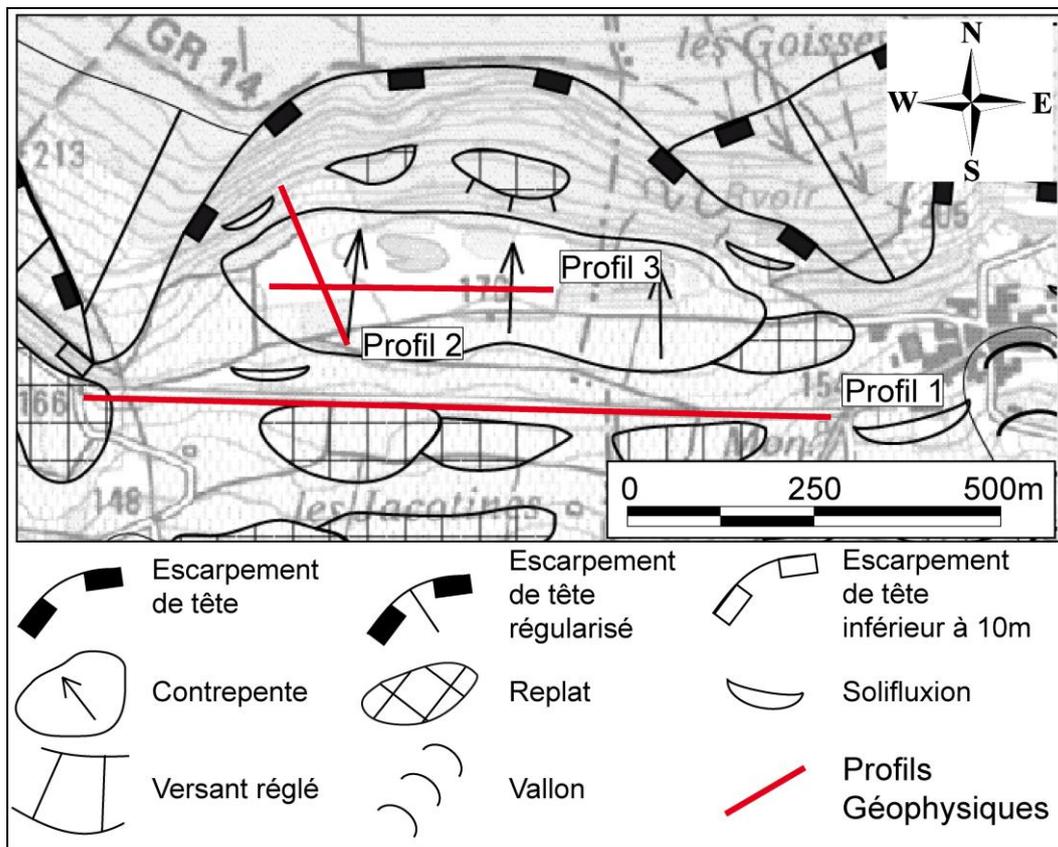


Figure 5-6 : Position des profils géophysiques sur le glissement des Jacotines (vallée de la Marne).

La méthode sismique (sismique réfraction) a été utilisée pour les trois profils retenus, dont deux transversaux (profils 1 et 3) et un longitudinal (profil 2) ; la méthode électrique (dipôle-dipôle et Wenner-Schlumberger) a été utilisée pour le profil 1. Pour les deux méthodes, l'utilisation de plusieurs dispositifs avec traces tous les 5 mètres (tir tous les 10 mètres pour la méthode sismique) a permis d'obtenir des résultats donnant des informations sur la structure interne du glissement sur toute son épaisseur (Figure 5-7).



Figure 5-7 : Appareillage géophysique sur le glissement des Jacotines.

Cette campagne de mesure a fourni des données qui renseignent sur la distribution de la vitesse des ondes sismiques ( $V_p$ ) et/ou sur la résistivité électrique ( $\rho$ ). Les données brutes ont fait l'objet d'une inversion suivant différents algorithmes pour obtenir des tomogrammes 2D (Colangelo *et al.*, 2006 ; Göktürkler *et al.*, 2008), permettant de visualiser la distribution spatiale des paramètres  $V_p$  et  $\rho$  en transformant les valeurs apparentes (fortement influencées

par les valeurs voisines) en valeurs vraies pour chaque lithologie traversée par les champs géophysiques. À ce stade, une première interprétation est possible. Les sections de paramètres inversés ne permettent cependant pas de distinguer les zones les plus fiables des autres, il est donc nécessaire d'affiner les données en utilisant des fonctions de vraisemblance. Ces dernières permettent de vérifier la fiabilité des données en exploitant l'erreur *a posteriori* calculée lors du processus d'inversion. En ce qui concerne la propagation des ondes sismiques, le degré d'incertitude est établi à partir de la densité de rais sismiques obtenue lors de la dernière itération. Pour la résistivité électrique, le degré d'incertitude est basé sur l'influence de chaque nœud sur ses proches voisins (matrice de sensibilité).

Ce traitement permet de combiner les données sismiques et les données électriques en accordant plus ou moins d'importance à chaque méthode de prospection suivant la fiabilité des données. La fusion de ces données permet ensuite d'interpréter les paramètres sismiques et électriques comme un comportement physique ou comme une propriété des matériaux du sous-sol (Grandjean *et al.*, 2006b ; Grandjean *et al.*, 2009 ; Grandjean, 2012 ; Hibert *et al.*, 2012). La fusion est faite à partir de fonctions d'appartenance relatives à la théorie des ensembles flous qui détermine, ici, le degré de fracturation et/ou de cisaillement possible d'un matériau (données sismiques) et son degré de saturation en eau (données électriques). Les bornes sont définies par expérience et suivant l'entité des profils géophysiques qu'on souhaite définir en priorité. Les résultats ont été validés grâce à un sondage carotté de 60 mètres le long du profil 1, à un emplacement déterminé en fonction des tomogrammes (et de la faisabilité technique sur le terrain). Ce sondage recoupe l'ensemble des formations investiguées par les méthodes géophysiques et permet ainsi de corréliser les différents comportements avec les faciès rencontrés et d'interpréter les données.

## **5.2. Structure du glissement des Jacotines**

L'emprise surfacique et le modelé du glissement sont connus grâce à la cartographie géomorphologique, qui permet aussi de définir le type de glissement et d'évaluer sa profondeur à environ 40 mètres. Les données géophysiques obtenues complètent et affinent ces données.

### **5.2.1. Profils sismiques**

Les mesures de sismique réfraction faites sur les trois profils des Jacotines donnent la distribution de la vitesse de propagation des ondes sismiques ( $V_p$ ) jusqu'à une profondeur de 100 mètres (Figure 5-8).

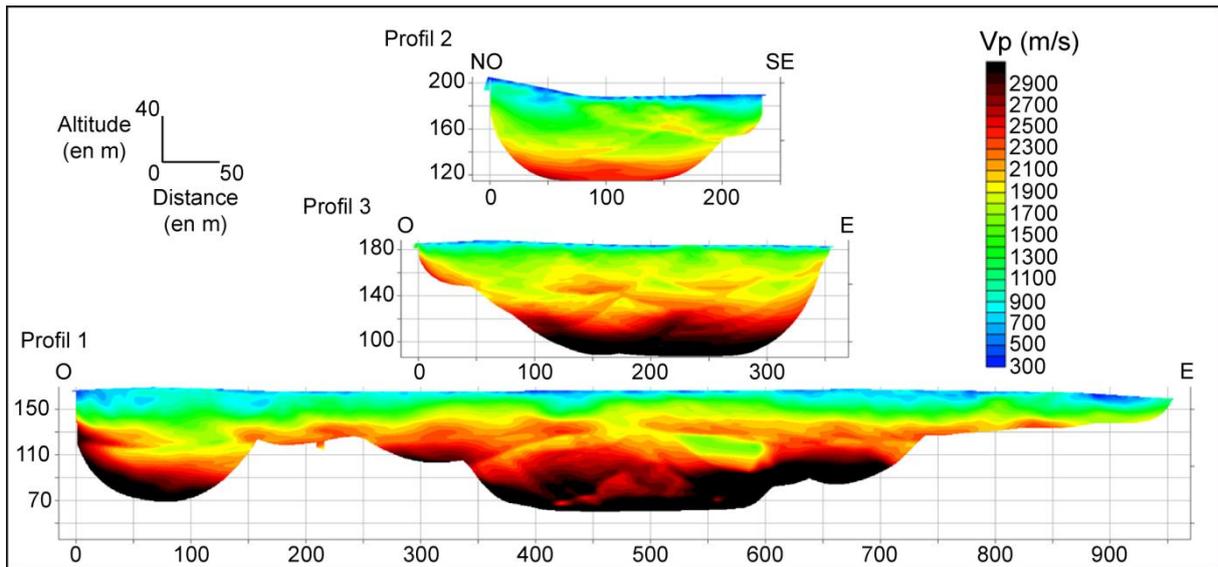


Figure 5-8 : Tomogramme de la vitesse de propagation des ondes sismiques pour les profils 1, 2 et 3 (glissement des Jacotines, vallée de la Marne).

Le long du profil 2, qui s'étend longitudinalement sur 250 mètres entre l'escarpement de tête et le rebord extérieur de la contrepenne, les vitesses d'ondes sismiques sont les plus importantes en profondeur, sous la cote 150 – soit 40 à 50 mètres sous la surface – avec des valeurs supérieures à 2100 m/s. Jusqu'à quelques mètres sous la surface topographique, les valeurs sont comprises entre 1100 et 2000 m/s. À partir de la distance 100 et vers la cote 160 se dessine une zone où les vitesses d'ondes sismiques sont de l'ordre de 2000 à 2300 m/s. De forme oblongue, cette zone semble être dans la continuité de la pente de la cicatrice de départ. Enfin, les vitesses d'ondes sismiques sont faibles proche de la surface, avec des valeurs inférieures à 900 m/s.

Le profil 3, transversal, est situé en amont du glissement sur la contrepenne principale. En profondeur, sous 140 mètres d'altitude, les vitesses d'ondes sismiques sont, à l'instar du profil 1, supérieures à 2100 m/s. Entre 140 et 160 mètres d'altitude, les vitesses sont plus contrastées, comprises entre 1100 et 2300 m/s. Jusque quelques mètres sous la surface, les valeurs de vitesses d'ondes sismiques sont comprises entre 1100 et 2000 m/s. Les derniers mètres sous la surface donnent des valeurs inférieures à 900 m/s.

Le profil 1, situé juste en contrebas de la contrepenne principale, mesure 950 mètres de long, ce qui permet l'acquisition de données interprétables jusque 100 mètres de profondeur (par endroits, cependant, cette profondeur n'est pas atteinte à cause de bruits parasites causés par des travaux en cours à proximité). Les vitesses d'ondes sismiques sont les plus importantes, supérieures à 2700 m/s, sous 110 mètres d'altitude, soit à environ 50 mètres de profondeur. Entre 110 et 140 mètres d'altitude, les vitesses varient entre 1700 et 2500 m/s puis oscillent entre 1100 et 1700 m/s jusque 160 mètres d'altitude. Proche de la surface, elles sont inférieures à 1000 m/s.

La comparaison des trois profils permet d'en corrélérer les différentes unités. Ainsi, une première entité apparaît sous 110 mètres d'altitude environ avec des vitesses de propagation d'ondes sismiques très importantes qui pourraient correspondre à un terrain compact : le substrat crayeux. Ce niveau est surmontée d'une partie plus hétérogène allant jusqu'à environ 10 mètres sous la surface, et pouvant être divisé en deux parties, les vitesses les plus grandes se trouvant en profondeur. Enfin, les terrains proches de la surface sont systématiquement caractérisés par des vitesses de propagation faibles, ce qui pourrait signifier qu'il s'agit de terrains cisailés et fracturés.

### 5.2.2. Profils de résistivité électrique

Les investigations de résistivité électrique n'ont été effectuées que sur le profil 1 (Figure 5-9). Elles permettent de compléter les données sismiques non seulement parce qu'elles sont plus précises à proximité de la surface, mais aussi parce qu'elles renseignent sur une donnée complémentaire, la saturation en eau.

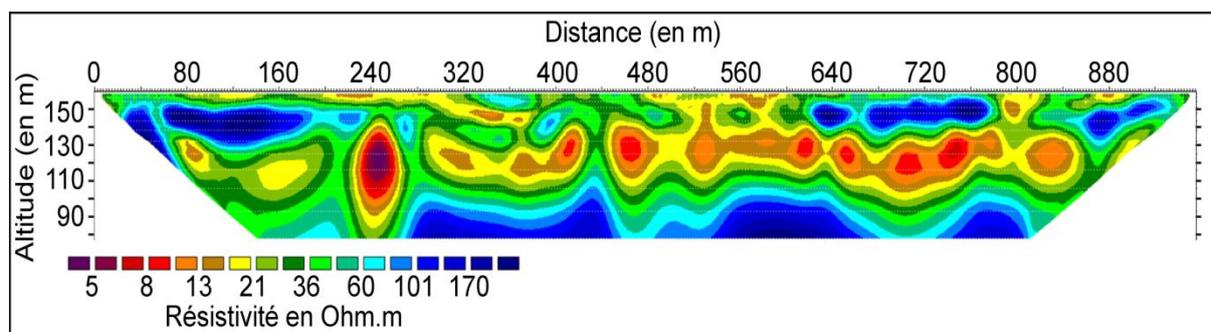


Figure 5-9 : Tomogramme de résistivité électrique du profil 1 (glissement des Jacotines, vallée de la Marne).

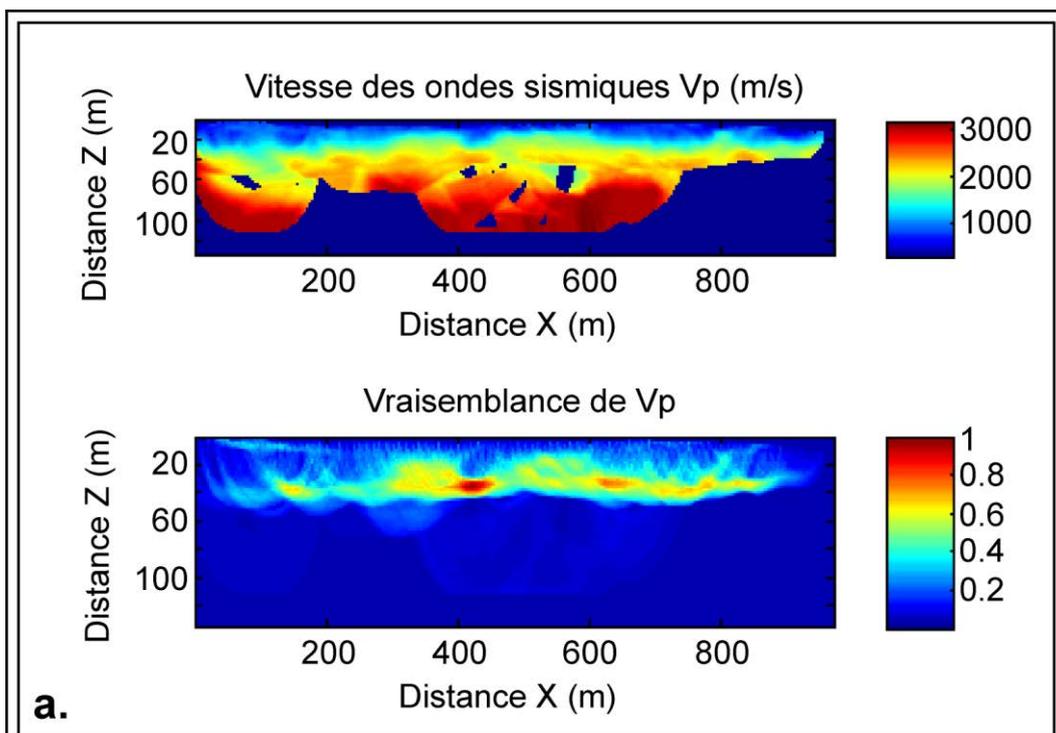
Quatre ensembles apparaissent sur le tomogramme de résistivité électrique :

- Les premiers mètres proches de la surface présentent des valeurs de résistivité majoritairement inférieures à 30 Ohm.m. Cette partie forme une couche discontinue le long du profil ;
- entre 10 et 20 mètres de profondeur, la résistivité électrique est régulièrement supérieure à 80 Ohm.m. Des zones plus conductrices entrecoupent toutefois cette partie ;
- entre 20 et 50 mètres de profondeur, soit à des altitudes comprises entre 110 et 140 mètres, la résistivité est faible et ne dépasse pas 20 Ohm.m ;
- à plus de 50 mètres de profondeur, la résistivité est supérieure à 100 Ohm.m.

Le tomogramme de résistivité électrique du profil 1 révèle donc quatre parties dont les limites sont similaires à celles du tomogramme des vitesses de propagation des ondes sismiques.

### 5.2.3. Fusion des données électriques et sismiques

La fusion des données électriques et sismiques permet de vérifier et de préciser les similitudes entre les tomogrammes en interprétant les résultats comme des caractéristiques de saturation en eau et de cisaillement des matériaux. Les fonctions de vraisemblance permettent dans un premier temps de vérifier la fiabilité des données (Figure 5-10), et montrent que les données sismiques ne sont pas suffisamment précises dans les premiers 20 mètres et au-delà de 60 mètres de profondeur (Figure 5-10a et b). Elles devront donc être validées autrement, si cela est possible. Les données électriques sont, quant à elles, les plus fiables en proche surface (Figure 5-10c et d). Ainsi, la combinaison des données électriques et sismiques permet d'obtenir des résultats fiables jusque 60 mètres de profondeur en s'appuyant principalement sur la méthode électrique proche de la surface et sur la méthode sismique en profondeur.



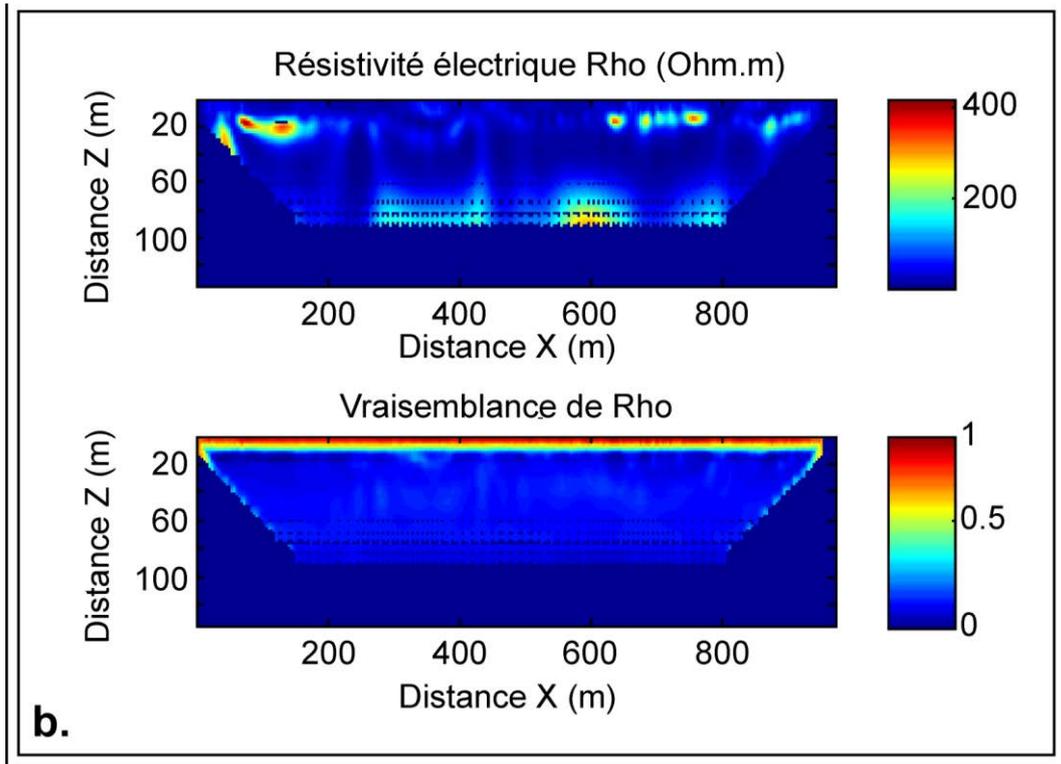


Figure 5-10 : Fonctions de vraisemblance des tomogrammes des vitesses de propagation des ondes sismiques  $V_p$  (a) et de résistivité électrique  $\rho$  (b).

La fusion des données se fait à partir de fonctions d'appartenance relatives à la théorie des ensembles flous, permettant de déterminer si les matériaux sont cisailés et saturés en eau (Figure 5-11).

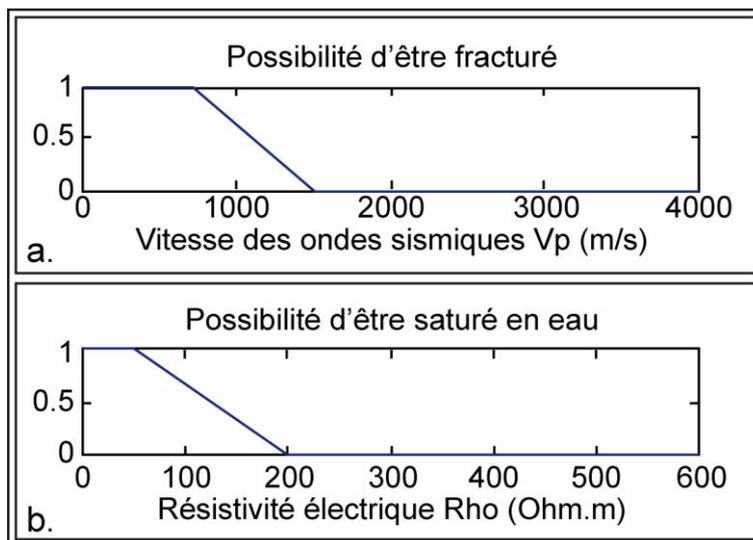


Figure 5-11 : Fonctions d'appartenance des vitesses de propagation des ondes sismiques (a) et des valeurs de résistivité électrique (b).

Ainsi, en ce qui concerne les données sismiques, les valeurs de propagation d'ondes inférieures à 700 m/s indiquent qu'un terrain est cisailé et fracturé alors que les valeurs supérieures à 1500 m/s traduisent la présence d'un terrain plus compact (Figure 5-11a). De même, lorsque les valeurs de résistivité électrique sont inférieures à 50 Ohm.m, les matériaux peuvent être considérés comme saturés alors que leur teneur en eau est peu importante au-delà de 200 Ohm.m. Il s'agit en fait de vérifier si l'hypothèse d'un terrain saturé en eau est vraie (=1) ou fausse (=0) (Figure 5-11b). Entre ces deux bornes, un degré d'incertitude existe quant à l'interprétation des résultats (Figure 5-12).

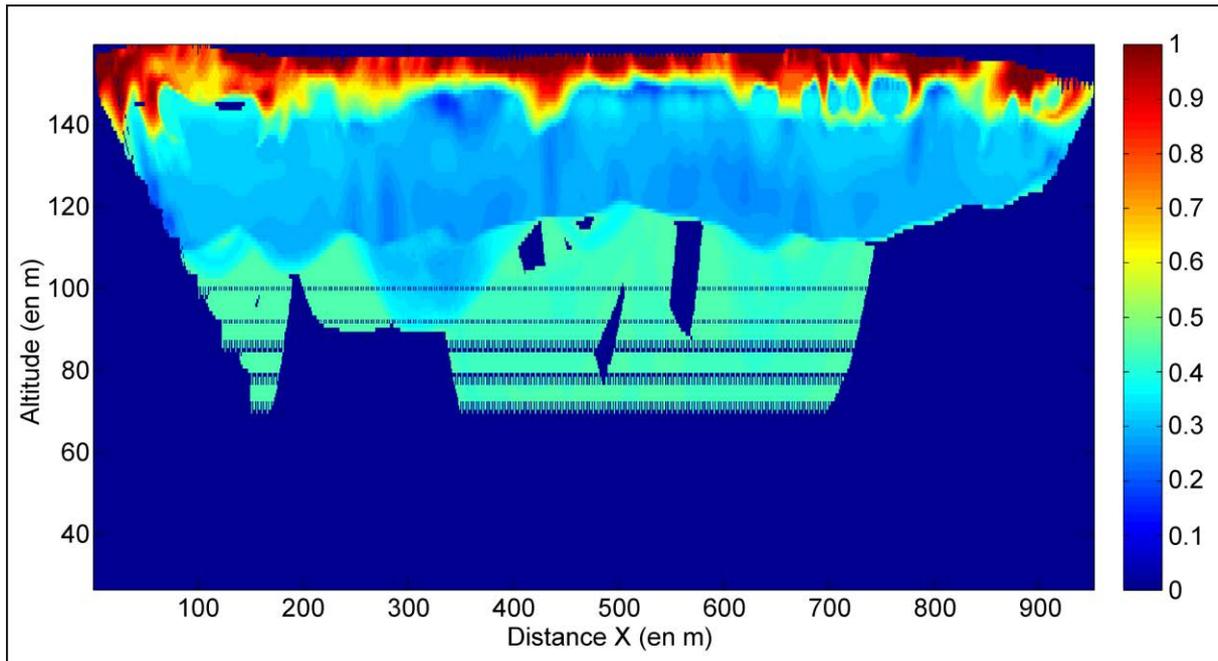


Figure 5-12 : Tomogramme de fusion des données sismiques et électriques (glissement des Jacotines, profil 1).

Plusieurs secteurs apparaissent sur ce tomogramme. Proche de la surface, dans les 10 premiers mètres, (altitudes comprises entre 150 et 160 mètres), un niveau de terrains fissurés/cisailés et saturés en eau se détache nettement. La limite inférieure n'est pas régulière et des protubérances descendent en profondeur. Il pourrait s'agir d'artefacts, ou de secteurs d'infiltration. Sous ces terrains, une zone allant jusqu'à environ 50 mètres de profondeur (110 mètres d'altitude) s'individualise. Hétérogène, elle apparaît moyennement cisailée et saturée en eau. La partie inférieure de cette zone est représentée par un bleu plus foncé que celui de la partie supérieure, qui indique des terrains légèrement moins cisailés et/ou saturés en eau. Enfin, les terrains à plus de 50 mètres de profondeur sont homogènes. Leur limite supérieure est très nette, sauf vers 300 mètres de distance horizontale. Les tâches bleues sombres de formes rectangulaires sont des artefacts.

La fusion des données sismiques et électriques confirme les descriptions des tomogrammes de résistivité électrique et de vitesse de propagation des ondes sismiques, et présente :

- Des terrains cisailés et saturés en eau proche de la surface ;
- des terrains plus hétérogènes entre 110 et 150 mètres d'altitude (de 10 à 50 mètres de profondeur). La partie inférieure apparaît moins cisailée et/ou saturée en eau que la partie supérieure, bien que le degré d'incertitude soit important ici ;
- des terrains homogènes jusque 110 mètres d'altitude environ, soit à une profondeur d'investigation supérieure à 50 mètres. Ces terrains sont probablement moyennement cisailés et/ou saturés, même si la fiabilité des données n'est pas suffisante pour l'affirmer.

#### 5.2.4. Interprétation du sondage carotté

Pour valider ces résultats, la réalisation d'un sondage carotté est nécessaire. Il permet d'atteindre toutes les formations et donc d'attribuer un faciès aux différentes réponses géophysiques (Friedel *et al.*, 2006 ; Tingey *et al.*, 2007). Pour être optimal, le forage doit recouper l'ensemble des formations à un endroit où la fiabilité des données géophysiques est avérée. Techniquement, les contraintes de forage nécessitent une parcelle non plantée en vignes et sans ouvrage collectif. Une parcelle de 470 m<sup>2</sup>, à un peu moins du point 400 mètres en abscisse sur le profil 1 remplit ces conditions (Figure 5-13a). Le dépouillement du carottage renseigne sur la nature et l'histoire des matériaux traversés. Les 10 premiers mètres de carotte consistent en une succession d'argile, de blocs calcaires, de limon et de meulière. Ces matériaux reposent sur une couche de sables fins de couleur ocre, verdâtre, voire marron, épaisse de 7 mètres, et vers 17 mètres apparaissent 8 mètres d'argiles noires à débris coquilliers plus ou moins nombreux selon les niveaux. Ces argiles peuvent être sableuses, notamment entre 21 mètres et 24 mètres de profondeur. À 25 mètres, un niveau de lignites prend le relais jusque 26,5 mètres où apparaissent des argiles vertes puis grisâtres jusque 39 mètres de profondeur. À cette profondeur, les argiles sont marrons puis grises avec quelques passées carbonatées jusque 43 mètres, où une formation marno-calcaire grise et blanche contenant quelques débris coquilliers se développe sur une épaisseur de 1,5 mètres. Entre 44,5 et 46 mètres, un nouveau niveau argileux apparaît. Ce niveau est gris, finement lité et il contient de nombreux nodules de fer qui lui donnent une couleur rouge à la base. Ces nodules se retrouvent également dans les sables fins et rougeâtres sous-jacents jusque 50 mètres. À cette profondeur, et jusque 52 mètres, un niveau de galets de silex pluricentimétriques dans une matrice sableuse est observable. Sous ce niveau, une nouvelle formation sableuse épaisse de 4,5 mètres repose sur la craie blanche en place, à partir de 56,5 mètres (Figure 5-13).

En comparant ce carottage avec les données de la carte géologique, il apparaît que l'ensemble des strates du tertiaire normalement présentes à cette altitude se retrouvent dans leur succession normale, bien que les limites entre le Thanétien et l'Yprésien et entre l'Yprésien inférieur et l'Yprésien supérieur soient difficiles à déterminer. En outre, les formations de l'Yprésien inférieur ont une épaisseur de 28 mètres dans le carottage, alors que l'épaisseur

maximum est normalement de 25 mètres (Feugueur, 1963). À l'inverse, l'épaisseur de l'Yprésien supérieur, 7 mètres, semble un peu faible. Ces anomalies sont toutefois trop légères pour en tirer des conclusions définitives (voir à ce sujet les conditions de sédimentation au Tertiaire, *supra*). Quoiqu'il en soit, cinq plans de cisaillement se succèdent entre 37,5 mètres et 42 mètres de profondeur (Figure 5-13b).

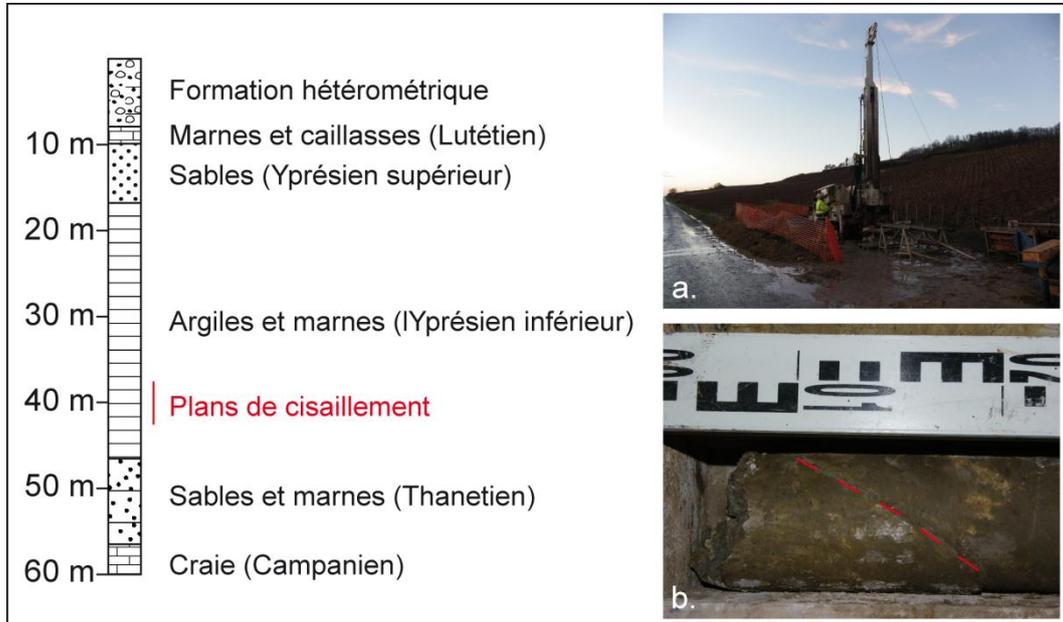


Figure 5-13 : Résultats du sondage carotté de 60 mètres dans le glissement des Jacotines (vallée de la Marne).

La combinaison des résultats du forage et des données géophysiques permet de définir les différents éléments du tomogramme de fusion. Les discontinuités associées aux changements de faciès sont confirmées par la géophysique et peuvent donc être extrapolées à l'ensemble du profil. La transition entre les parties bleues claires et bleues foncées vers 40 mètres de profondeur signale quant à elle la profondeur des plans de cisaillement observés en carottage (Figure 5-14).

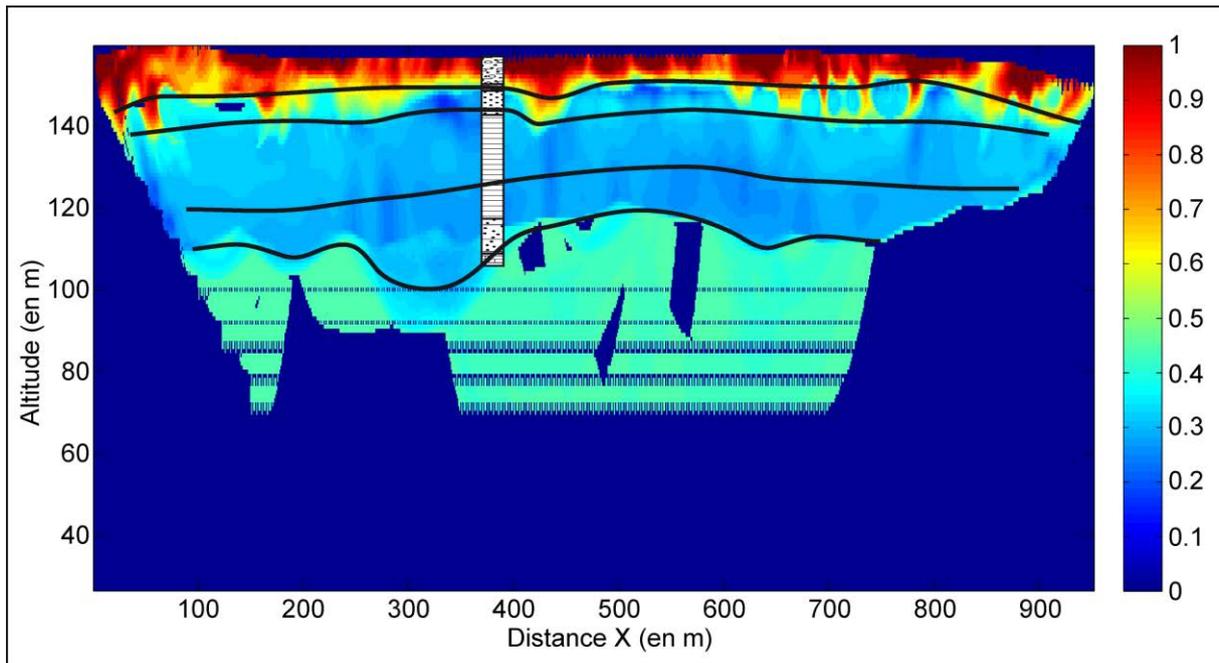


Figure 5-14 : Interprétation des résultats de la fusion des données géophysiques et du forage, glissement des Jacotines.

### **5.3. Structure interne et cinématique du glissement des Jacotines**

La synthèse des corrélations de l'ensemble des données obtenues permet non seulement de dresser une coupe interprétative du glissement de terrain des Jacotines, mais encore de reconstituer l'histoire et les modalités d'évolution de ce glissement, aujourd'hui dormant.

#### **5.3.1. Structure interne du glissement des Jacotines**

La coupe interprétative dérivée de la compilation de l'ensemble des données décrit la structure interne du glissement des Jacotines (Figure 5-15).

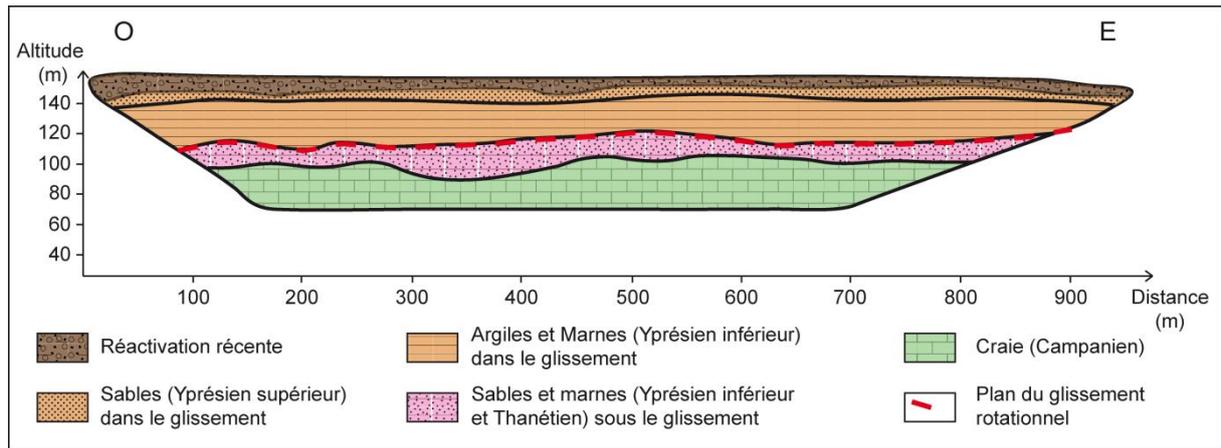


Figure 5-15 : Coupe interprétative du profil 1 (glissement des Jacotines, vallée de la Marne).

Les formations situées sous 40 mètres de profondeur, soit entre 110 et 120 mètres d'altitude, sont en place : du bas vers le haut, la craie du Campanien sur laquelle reposent les formations du Thanétien et de la base de l'Yprésien inférieur. Les argiles de l'Yprésien inférieur sont affectées vers 40 mètres de profondeur par des plans de cisaillement qui correspondent à la surface de glissement du mouvement de terrain. Les couches sus-jacentes sont déplacées. Le modelé en surface, tel que consigné sur la carte géomorphologique, les données du forage ainsi que les investigations géophysiques vont donc tous dans le même sens, ce glissement est rotationnel. De fait, les formations de l'ensemble de l'Yprésien, malgré le mouvement, se révèlent sous leur stratigraphie originelle. Par contre, les formations hétérométriques présentes dans les 10 premiers mètres sous la surface topographique ravinent les sables de l'Yprésien supérieur et sont constituées d'un mélange désorganisé de matériaux affleurant normalement plus haut sur le versant. Il s'agit donc d'un mouvement plus superficiel, de type coulée, se superposant au glissement rotationnel résultant probablement d'une réactivation superficielle dont l'âge reste indéterminé. La coupe longitudinale du glissement des Jacotines (Figure 5-16), basée sur la coupe interprétative du profil 1, la carte géomorphologique et les résultats géophysiques des profils 2 et 3, synthétise l'allure du glissement de terrain des Jacotines.

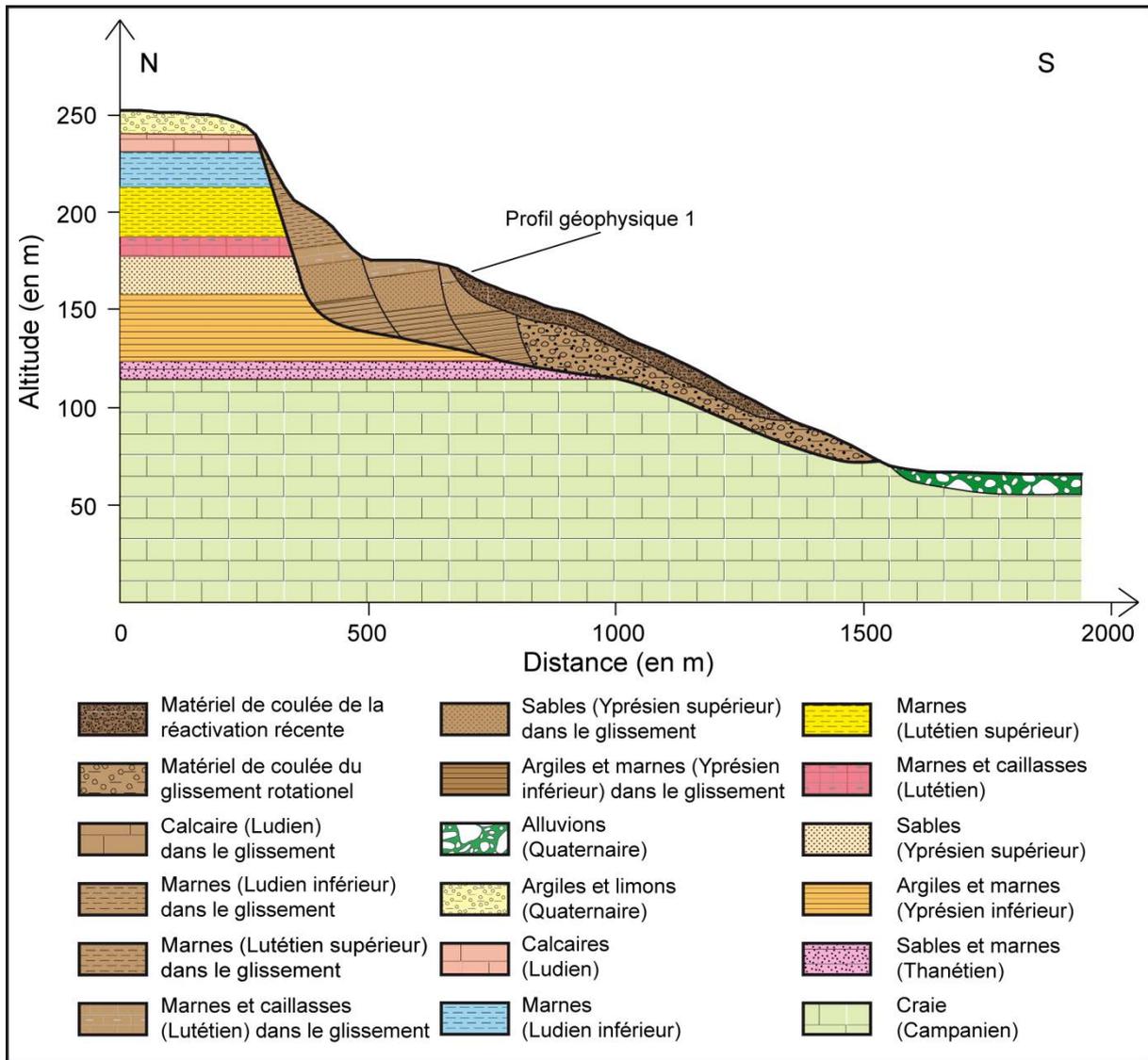


Figure 5-16 : Coupe interprétative du glissement et de la coulée des Jacotines (vallée de la Marne).

L'analyse de la topographie de surface permet d'estimer à 700 m la longueur de la coulée, qui descend sur le versant jusqu'à une altitude proche de 90 mètres (moins de 30 mètres au-dessus de la plaine alluviale de la Marne). Sur cette section, les indices d'instabilité sont nombreux (bosses, solifluxion, vignes folles...) et traduisent des déplacements très récents voire actuels, s'ils sont lents. La position du plan de glissement est définie en haut de versant par l'interprétation des vitesses de propagation des ondes sismiques des profils 2 et 3. Les niveaux de replats notés sur la carte géomorphologique correspondent, en profondeur, à différentes surfaces de rupture qui ont disloqué les formations du glissement en trois parties bien distinctes (un quatrième replat plus en aval est probable, mais reste à confirmer).

### 5.3.2. Cinématique du glissement des Jacotines

En couplant les données de la structure interne du glissement des Jacotines et les relevés géomorphologiques, l'histoire du versant se révèle. Le forage confirme les deux générations de mouvement sur le versant qui marquent deux périodes d'évolution distinctes (Figure 5-17).

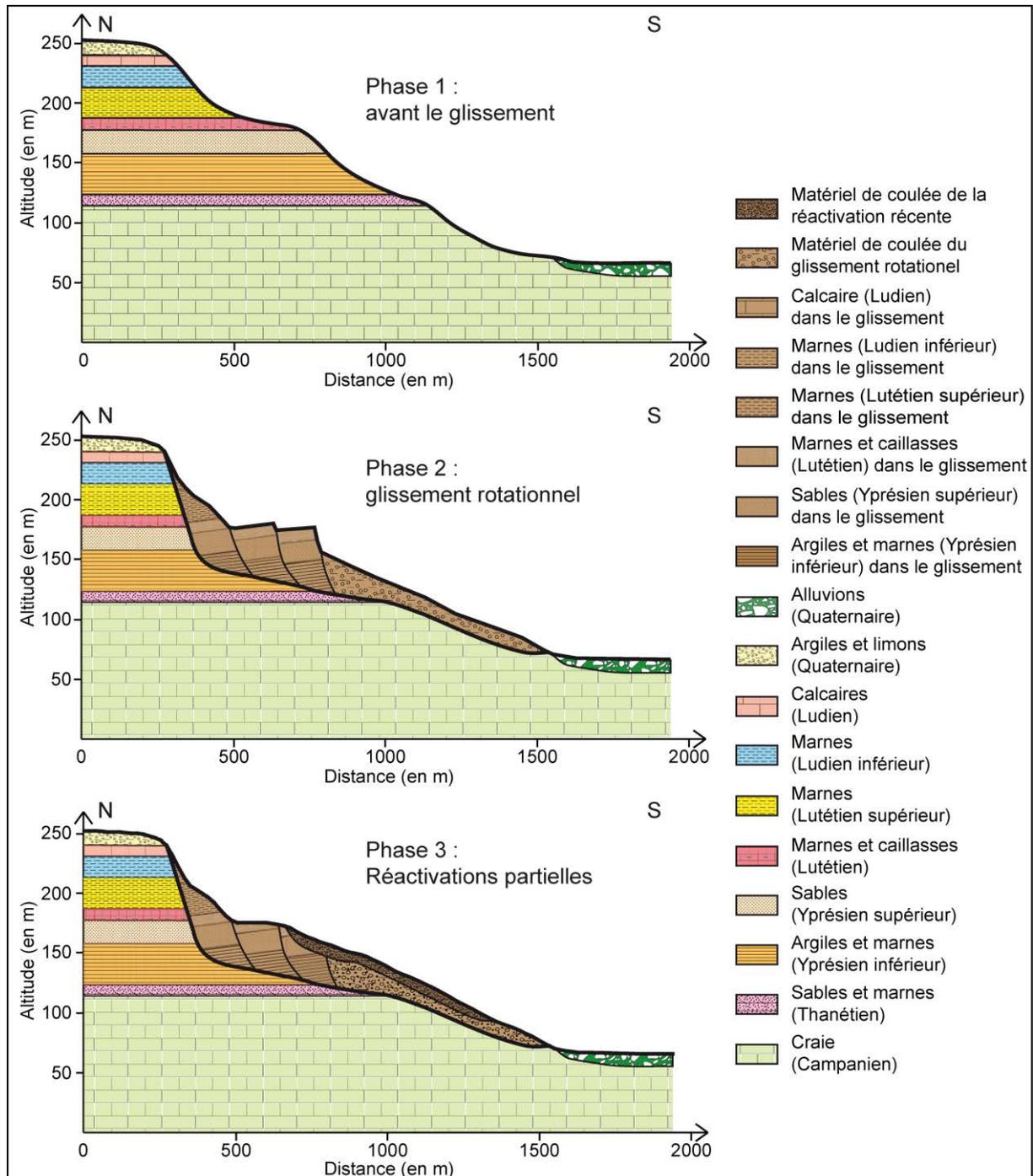


Figure 5-17 : Cinématique du glissement des Jacotines.

Avant la phase 2, une ou des périodes d'instabilités très anciennes ont affecté le versant, comme en témoignent les traces de glissements de terrain qui subsistent dans la partie haute du versant, sous la forme d'escarpements régularisés (Figure 5-5). À partir de la phase 2, les degrés identiques de régularisation des formes en surface montrent que les différents éléments du glissement principal sont contemporains et répondent à une seule phase d'instabilité, dont la datation reste à définir. En considérant les besoins en eau nécessaire à un glissement rotationnel de cette ampleur, il est probable que ce glissement date du Tardiglaciaire ou du Subboréal, périodes de bilan hydrique excédentaire (nous y reviendrons). La phase d'activité la plus récente est une phase de remobilisation des matériaux de surface. Ces réactivations superficielles sont aujourd'hui encore fonctionnelles, ce que démontrent les relevés géomorphologiques (et la nature fracturée et saturée en eau des matériaux, d'après les données géophysiques). Ces réactivations, qui s'inscrivent dans le glissement ancien qui peut donc être considéré comme « dormant », et sur la coulée, constituent la cause la plus fréquente des dégâts dans le vignoble.

## 5.4. Conclusion du chapitre 5

L'approche pluridisciplinaire, couplant géomorphologie, géophysique et géologie, permet une caractérisation complète du glissement complexe des Jacotines. Chacune des méthodes confirme ou précise les deux autres. La représentation en 3D du glissement reste cependant aléatoire du fait de la trop grande dispersion des données géophysiques et aussi du manque de sondages supplémentaires.

Le modelé actuel est le résultat de deux phases d'instabilité :

- la première a engendré le grand glissement rotationnel. L'ampleur de ce glissement indique un contexte morphodynamique différent du contexte Actuel, notamment par la quantité en eau qu'un tel déséquilibre de versant implique ;
- la seconde correspond aux réactivations superficielles. Ces instabilités sont encore actives aujourd'hui et sont donc la conséquence de conditions plus ou moins récentes, mais similaires à celles d'aujourd'hui.

Ces résultats sont très importants car le type de glissement des Jacotines est le mieux représenté dans le vignoble champenois. Les caractéristiques de la structure interne et la cinématique du glissement peuvent ainsi être extrapolés à plus de 70 glissements du secteur d'étude.



## *Conclusion de la Partie 2*

Deux grands ensembles de mouvements de terrain affectent donc les versants du secteur à l'étude : la cambrure de versant au nord et les glissements de terrain au sud. La cambrure de versant draine les versants dans les secteurs où le Lutétien est calcaire. L'épaisseur des sables de l'Yprésien supérieur, entraînés par soutirage, diminue le long des versants, qui s'abaissent, ce qui entraîne le fléchissement des calcaires du Lutétien sus-jacents, préalablement débités par détente mécanique. Dans le bassin versant de la Marne et sur les flancs de la Montagne de Reims, les versants évoluent par glissements. De taille variable, ces glissements se répartissent en 6 grands types définis selon leur morphométrie : les types « Vincelles », « Reuil », « Châtillon », « Romery », « Ay » et « Germaine » auxquels s'ajoutent des glissements superficiels plus modestes. Ces types de glissement se répartissent spatialement en fonction de la nature des affleurements, conditionnée par les variations latérales de faciès et le pendage ouest des couches.

La cartographie par type montre que le type « Reuil » est le plus courant dans le vignoble champenois. Des recherches sur le glissement des Jacotines, élevé au rang de morphotype, permettent de déterminer la structure interne de la masse glissée. Malgré un relief originel de faible énergie, le glissement atteint une profondeur de plus de 40 mètres. Les investigations géophysiques et le forage confirme le caractère rotationnel du mouvement que suggérait le modelé de surface. La connaissance de la structure interne permet d'établir deux phases d'instabilité : une première qui a engendré le grand glissement rotationnel et une seconde plus récente, voire actuelle, provoquant les réactivations superficielles également très répandues dans le vignoble champenois.



# Partie 3. Fonctionnement et implications sur la morphogénèse

---





***Chapitre 6. Les facteurs de contrôle  
des mouvements de terrain du vignoble  
champenois à l'échelle du versant***

La caractérisation complète des mouvements de terrain du vignoble champenois implique des connaissances sur leur morphogénèse. La prédominance de la cambrure de versant au nord et des glissements au sud, mais aussi la répartition spatiale des types de glissements de terrain sont le résultat de facteurs de prédisposition (paramètres structurels), qu'il est donc nécessaire d'identifier et de caractériser pour établir les conditions de la genèse de ces mouvements de terrain.

## **6.1. Les facteurs de prédisposition aux glissements dans le vignoble champenois**

Plusieurs facteurs de prédisposition sont régulièrement mis en avant pour expliquer le déclenchement des glissements de terrain, en fonction de leur type (Poiraud, 2012). Les données statistiques issues de la cartographie géomorphologique vont nous permettre de déterminer ces facteurs et leur rôle respectif sur les différents types de glissements de la région.

### **6.1.1. Répartition spatiale des types de glissement et géologie**

La typologie des glissements de terrain de la Montagne de Reims et des vallées de la Marne et de ses affluents a permis de distinguer différentes morphologies dont la répartition spatiale doit être expliquée. La morphologie de la partie basse des glissements est un paramètre important pour déterminer le type de glissement. Si les glissements de type « Reuil » peuvent présenter des coulées qui s'évasent ou qui s'engouffrent dans un vallon, les coulées des types « Vincelles » et « Châtillon » ont tendance à s'évaser vers l'aval tandis que celles des types « Romery », « Ay » et « Germaine » s'engouffrent toujours dans un vallon. L'utilisation d'indices caractérisant l'allure globale des glissements – largeur de l'escarpement de tête, de la partie médiane et du front de coulée – est donc instructive. Dans un premier temps, le calcul du rapport entre la largeur de l'escarpement de tête et celle de la partie médiane (Indice d'Accroissement  $I_a$ ) puis entre la largeur de la partie médiane et celle du front de coulée (Indice d'Elargissement  $I_e$ ) fournit un indice morphométrique intéressant. Lorsqu'il est égal à 1, la largeur du glissement n'a pas évolué alors qu'elle a augmenté pour un indice inférieur à 1 et diminué pour un indice supérieur à 1 (Figure 6-1). Il est important de prendre en compte la largeur de la partie médiane pour caractériser des glissements comme ceux de type « Ay », qui s'amincissent dans leur partie médiane avant de s'évaser au niveau du front.

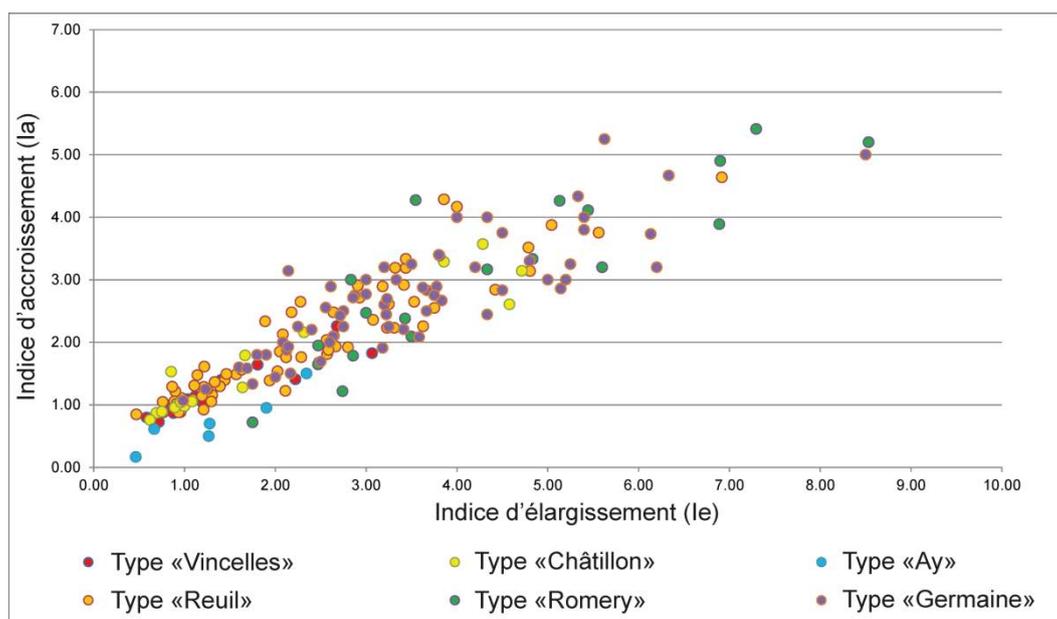


Figure 6-1 : Types de glissement de terrain en fonction de les indices d'accroissement (Ia) et d'élargissement (Ie).

Les indices d'accroissement et d'élargissement évoluent de façon linéaire pour l'ensemble des types de glissement. Seul le type « Romery » présente quelques disparités. Le coefficient de détermination est de 0,88 pour l'ensemble de la série, ce qui exprime une corrélation entre l'évolution de la partie haute et de la partie basse des glissements. Pour déterminer la forme générale des glissements de terrain, l'Indice d'Évasement (Iev) additionne les deux indices précédents. Ainsi, le glissement à une largeur identique de son escarpement de tête jusqu'au front de coulée lorsque l'indice d'évasement est égal à 2, il s'évase lorsque l'indice est inférieur à 2 et s'amenuise lorsque l'indice est supérieur à 2 (Figure 6-2).

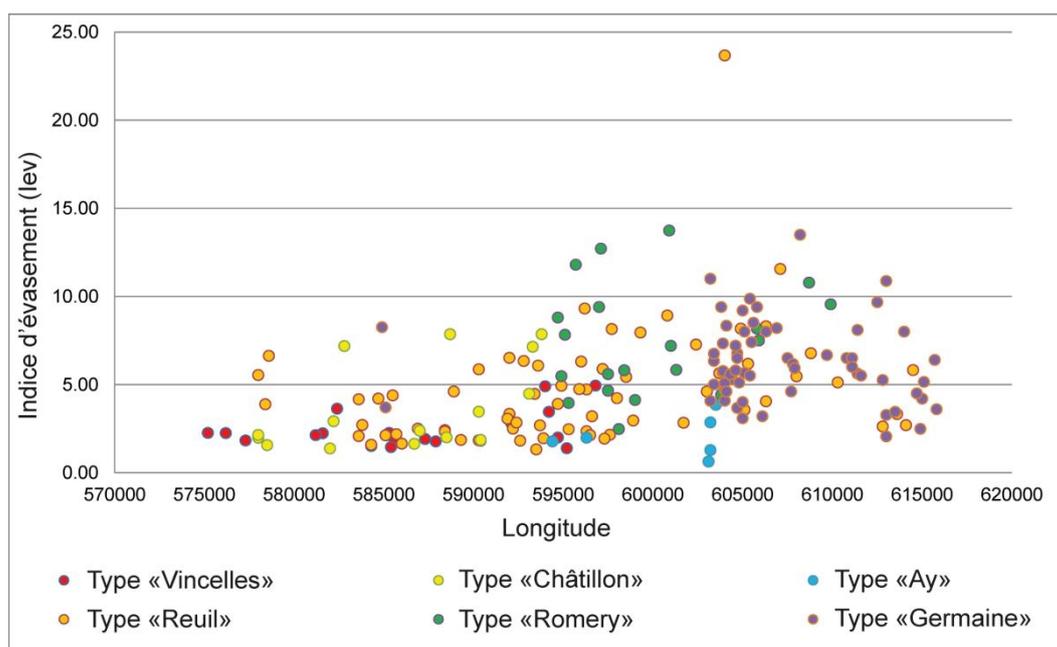


Figure 6-2 : Indice d'évasement (Iev) des glissements en fonction de la longitude.

L'indice  $I_{ev}$  évolue avec la longitude, bien que le coefficient de détermination soit faible (inférieur à 0,5). Conformément à la typologie établie, les glissements de terrain ont une largeur qui diminue de plus en plus au niveau dans leur zone d'accumulation quand on se déplace vers l'est. Cette évolution s'explique par celle du pendage générale des couches (vers l'ouest), qui se reflète aussi dans l'altitude de l'affleurement du toit de la craie du Campanien (Figure 6-3a). Par conséquent, le facteur explicatif est l'épaisseur d'affleurement de la craie sur le versant (Figure 6-3b et Figure 6-3c). Les coefficients de détermination calculés dans la matrice de corrélation de Pearson restent faibles – régulièrement inférieur à 0,6 – pour l'ensemble des facteurs renseignés (altitude du toit de la craie, épaisseur des formations tertiaires, situation géographique, exposition...). Cela s'explique par la grande hétérogénéité des glissements (types, volume...), mais aussi par leur processus de déclenchement qui ne résulte pas d'un seul facteur mais de la combinaison de plusieurs.

L'indice d'évasement reste faible lorsque la craie affleure à basse altitude et sur une faible épaisseur, comme dans la vallée de la Marne. Majoritairement inscrits dans les terrains tertiaires, les glissements ont dans ce cas tendance à s'évaser ou à adopter une forme rectangulaire, selon la teneur en eau du système. Les glissements inscrits dans les terrains tertiaires qui présentent un indice supérieur à 2 sont généralement situés dans des vallons dont la partie médiane présente un étranglement, comme au château de Vandières. De même, l'ancienneté de ces glissements et le fait qu'ils soient « dormants » expliquent qu'ils ont pu être ravinés, comme l'illustre le glissement du « Carré » dans la vallée du Flagot.

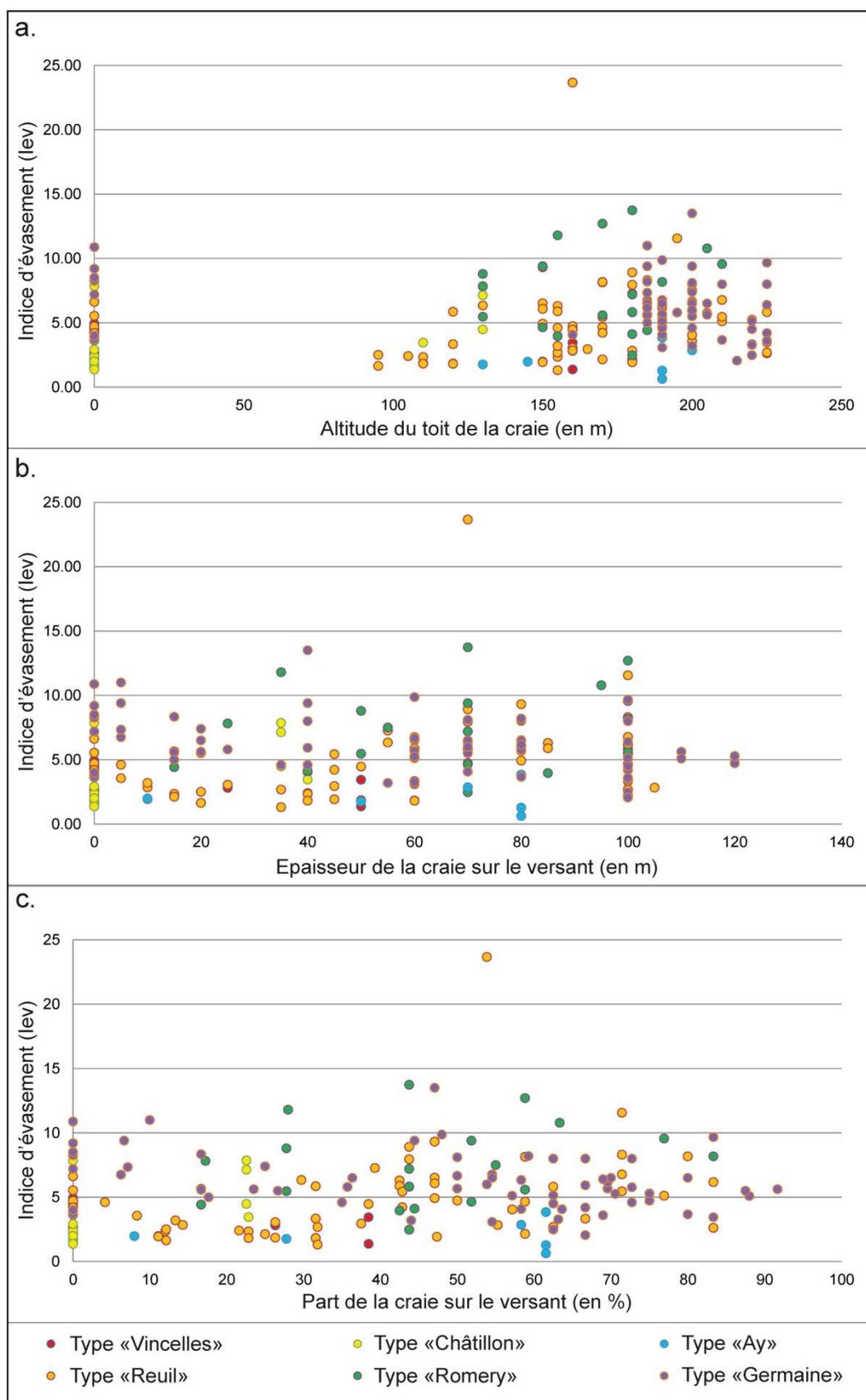


Figure 6-3 : Indice d'évasement en fonction de l'altitude du toit de la craie (a), de l'épaisseur de la craie sur le versant (b) et de la part de la craie sur le versant (c).

Les indices d'évasement sont les plus importants aux abscisses moyens des trois graphiques, c'est-à-dire si la craie affleure haut en altitude – jusque 200 mètres – mais ne représentent pas plus de 60 % du versant et, ainsi, si elle est incisée par des vallons dans la partie inférieure du versant. La partie supérieure est, quant à elle, totalement inscrite dans les formations tertiaires dont l'épaisseur est suffisante pour alimenter un long glissement. Lorsque la craie atteint 220 mètres d'altitude, l'indice d'évasement diminue car les formations tertiaires ne sont plus suffisamment épaisses pour engendrer des glissements de terrain suffisamment volumineux pour rejoindre le bas de versant. Les glissements de terrain disparaissent complètement aux endroits où les formations tertiaires, quelle qu'elles soient, ne dépassent pas 10 mètres de puissance ; ils sont alors relayés par des processus de solifluxion (Figure 6-4).

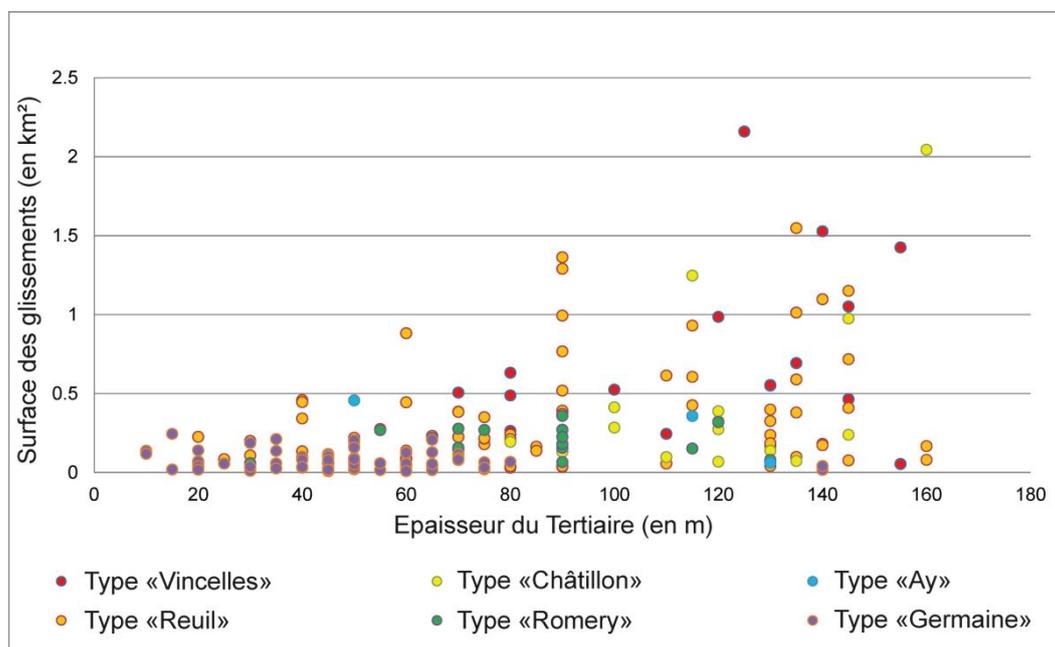


Figure 6-4 : Surface des glissements de terrain en fonction de l'épaisseur des formations tertiaires.

### 6.1.2. Morphométrie des glissements et géologie

Les caractéristiques morphométriques des glissements de terrain (que résume l'indice d'évasement) sont donc largement conditionnées par la structure géologique du versant. La surface totale du glissement n'est par contre pas vraiment proportionnelle à l'accroissement de l'indice d'évasement  $I_{ev}$  (Figure 6-5).

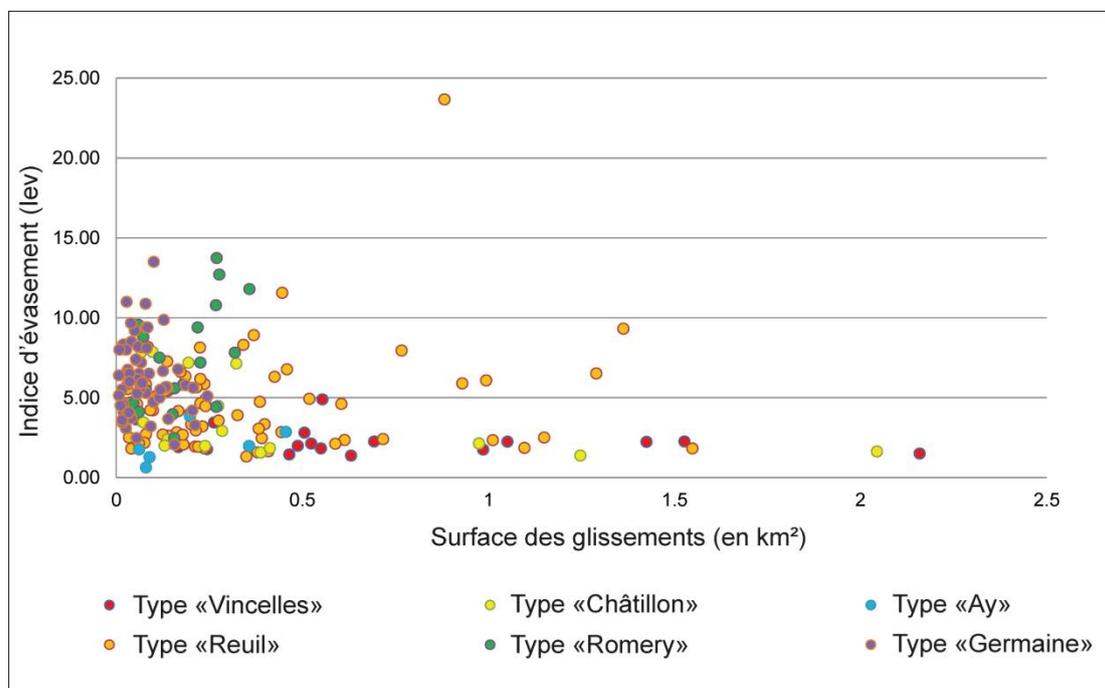


Figure 6-5 : Variation de l'indice d'évasement en fonction de la surface des glissements.

Les glissements de terrain de surface réduite ont régulièrement un indice d'évasement relativement fort. Les matériaux issus des terrains tertiaires s'engouffrent largement dans les vallons. Par contre, les glissements les plus vastes, généralement situés où le *ratio* Tertiaire/craie est élevé, s'inscrivent dans des versants où les vallons dans la craie sont peu marqués voire inexistantes. Par conséquent, les glissements de type « Germaine » sont des glissements de surface réduite qui s'engouffrent dans un vallon en contrebas. Les glissements de type « Romery » ont aussi ces caractéristiques mais présentent des surfaces plus grandes, tandis que ceux de type « Ay » ont un indice d'évasement faible à cause de leur morphologie « en éventail ». Pour les glissements de type « Reuil » la relation surface- $I_{ev}$  est très variée, de même que pour les glissements de type « Châtillon ». Enfin, les glissements de type « Vincelles » ont, en moyenne, les plus grandes surfaces et l'indice d'évasement le plus faible. Cela s'explique par leur structure en glissements successifs affectant tout le versant. La morphométrie des glissements de terrain est donc fortement liée à la proportion de la craie, qui tend à stabiliser les versants, et des terrains meubles du Tertiaire, qui tendent à les déstabiliser. Des corrélations entre les types de glissement et les épaisseurs de la craie et du Tertiaire peuvent donc être établies (Figure 6-6).

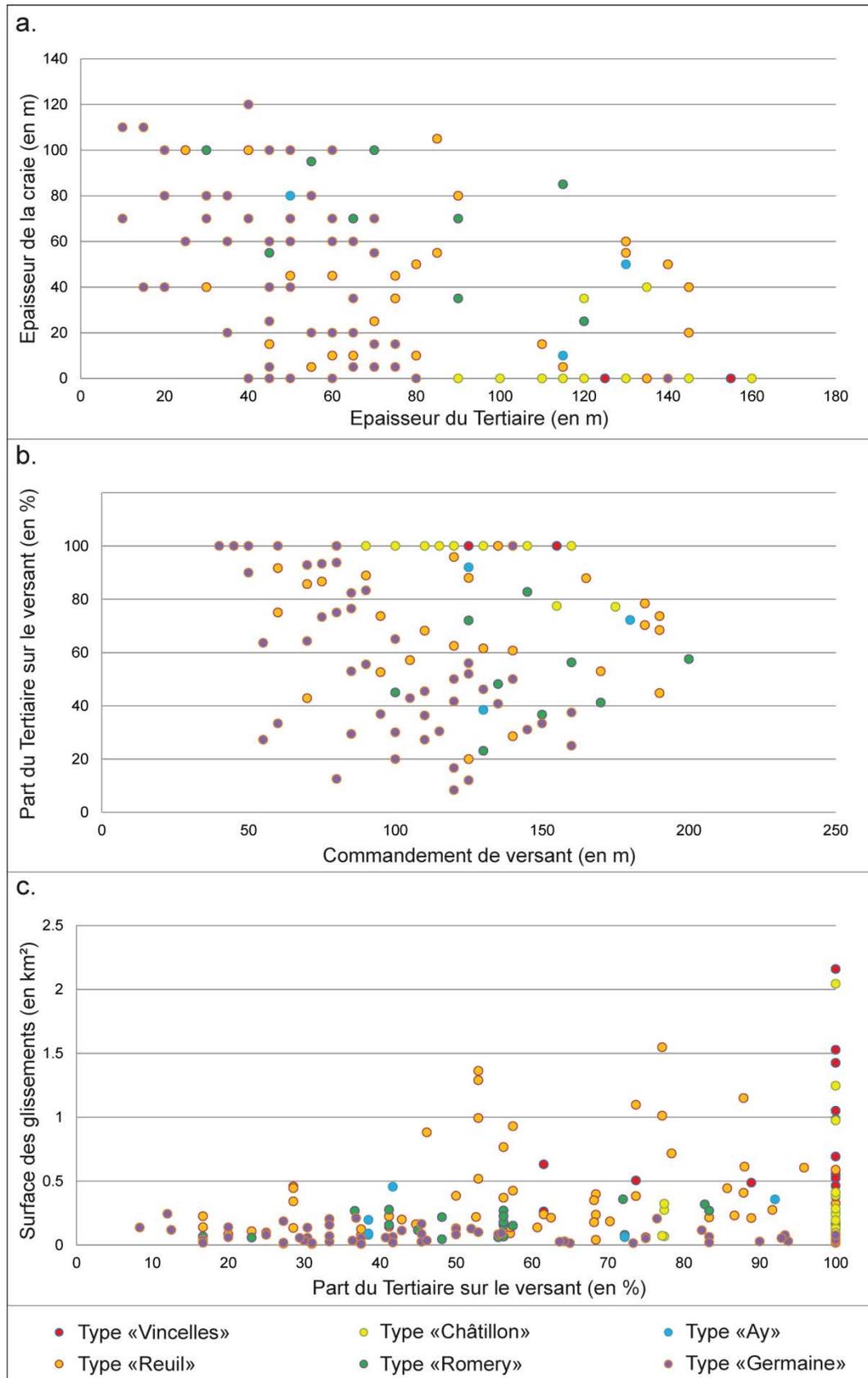


Figure 6-6 : Types de glissement de terrain en fonction des épaisseurs de craie et de Tertiaire (a), du commandement de versant et de la part des terrains tertiaires sur les versants (b), de la surface des glissements et de la part des terrains tertiaires sur les versants (c).

Les plus gros glissements de terrain, de type « Vincelles », « Reuil » ou « Châtillon », se trouvent sur les versants où les formations tertiaires sont prédominantes. Typiquement, les glissements de type « Vincelles » n'apparaissent que sur des versants majoritairement tertiaires. Ils affectent les versants dont le commandement est supérieur à 80 mètres, à partir de 70 mètres de formations tertiaires et disparaissent dès que la craie affleure sur plus de 50 mètres. Toutefois, pour un commandement important, quelques glissements de type « Vincelles » apparaissent sur des versants composés de 60 % et 80 % de terrains tertiaires. Les glissements de type « Châtillon » sont présents sur les versants dont le commandement atteint 80 mètres au minimum. Ce seuil correspond également à la valeur minimum de l'épaisseur des terrains tertiaires sur les versants. Lorsque les versants sont aussi composés de craie, il est nécessaire que cette dernière ne représente pas plus de 25 % de l'affleurement pour qu'un glissement de type « Châtillon » se déclenche. Les glissements de type « Reuil » se produisent dans les conditions les plus variées. Ils sont les plus fréquents lorsque le commandement dépasse 150 mètres. Pouvant se déclencher sur des versants dont la partie inférieure est constituée de craie, ces glissements sont les seuls à se produire sur des versants de 200 mètres de commandement ou plus, comme le versant nord de la Montagne de Reims. Très profonds et nécessitant une grande épaisseur de formations tertiaires (30 à 40 mètres au minimum), ils sont logiquement très nombreux lorsque le Tertiaire représente plus de 50 % des affleurements du versant.

Les glissements de type « Germaine » sont majoritaires lorsque l'épaisseur des formations tertiaires sur le versant ne dépasse pas 80 mètres. Ils ont lieu non seulement lorsque la craie affleure jusque très haut sur les versants, comme sur le front de côte, mais aussi lorsqu'elle est peu présente, comme dans la partie amont de la vallée de la Germaine. Ils peuvent affecter des versants entièrement inscrits dans les terrains tertiaires lorsque les commandements sont inférieurs à 70 mètres, mais disparaissent en-deçà. *A contrario*, ce type de glissement demeure majoritaire quand la part des formations tertiaires est plus faible que celle de la craie. Cette évolution est linéaire, bien que la diversité des modelés ne donne pas un coefficient de détermination important ( $R^2 = 0,24$ ). Les glissements de type « Germaine » ont une emprise surfacique plus faible que les autres types de glissement, cependant cette emprise augmente jusqu'à ce que les formations tertiaires représentent 40 % du versant, puis diminue passé ce seuil. En effet, et contrairement à ce que l'apport de matériel des formations tertiaires pourrait laisser penser, les glissements de type « Germaine » ont une surface moins importante lorsque la craie est moins abondante sur le versant. Ces résultats proviennent d'un biais statistique. Par rapport à leur répartition spatiale, la diminution de la part des formations tertiaires correspond simplement à l'augmentation de l'affleurement de la craie et, par conséquent, à l'augmentation des commandements, comme le long des vallées de la Livre ou de la Germaine, ce que confirment les résultats de la figure 6-6b. Les masses glissées étant saturées en eau, elles peuvent se propager plus bas sur le versant où les commandements sont les plus importants. Les glissements de type « Germaine » entièrement inscrits dans les formations tertiaires se trouvent ainsi en partie amont des vallées de la Germaine ou de la Livre. Si les formations tertiaires sont trop importantes, les glissements sont plus profonds et correspondent au type « Reuil ».

Les glissements de type « Romery » et « Ay » ont des caractéristiques proches de celles du type « Germaine », et remplacent ce dernier lorsque le commandement des versants et la part des formations tertiaires augmentent. Leur faible effectif ne permet pas de définir des seuils, mais, globalement, l'augmentation de l'épaisseur des terrains tertiaires engendre des masses glissées plus importantes que pour le type « Germaine », bien que les surfaces glissées restent modestes. Par ailleurs, la morphologie de ces glissements implique la présence d'au moins 25 mètres de craie en bas de versant. Au total, si le modelé de ces deux types (« Romery » et « Ay ») est différent dans leur partie supérieure, leur surface est du même ordre.

L'indice d'allongement d'Horton Ra (rapport de la longueur sur la largeur) est utilisé initialement pour déterminer la forme d'un bassin versant. Transposé aux glissements de terrain, il permet de vérifier l'hypothèse de la saturation en eau des glissements de type « Ay ». En effet, ces glissements sont plus allongés lorsque les formations tertiaires ne représentent pas plus de 40 % du versant, et ils se propagent *via* un vallon jusqu'au fond de vallée (Figure 6-7). Concernant les autres types, et notamment le type « Reuil », l'indice d'allongement d'Horton diminue avec l'augmentation de la part des formations tertiaires dont la prédominance engendre des glissements généralisés sur le versant (Figure 6-7).

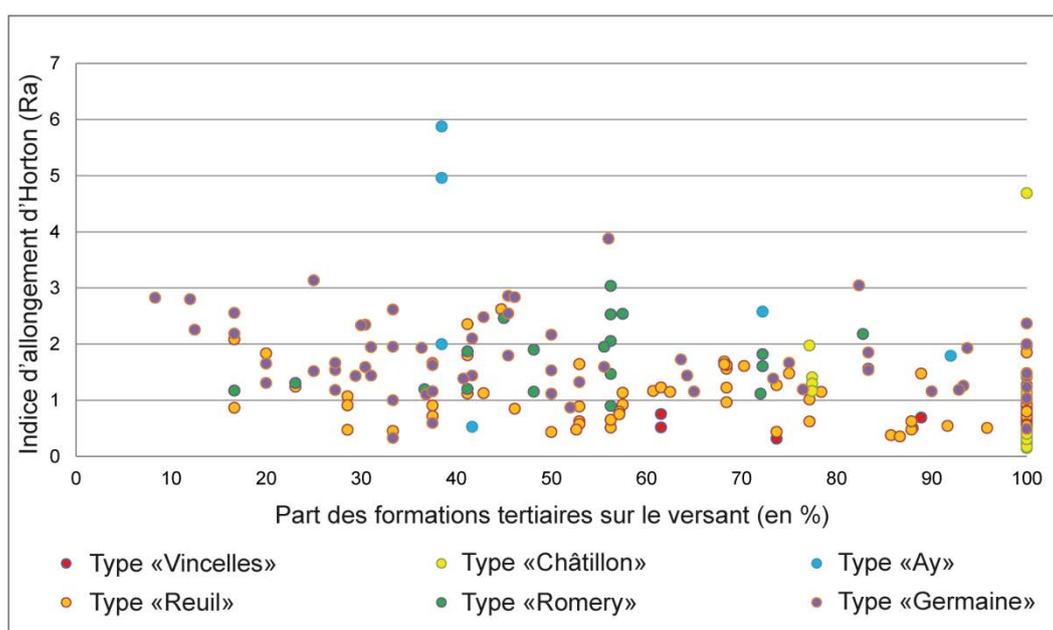


Figure 6-7 : Indice d'allongement d'Horton en fonction de la part des formations tertiaires sur le versant.

Pour l'ensemble du vignoble champenois, la surface des glissements de terrain augmente en fonction de l'épaisseur croissante des formations tertiaires. Quand ces formations représentent plus de 50 % des affleurements sur le versant, la surface des glissements s'accroît dramatiquement jusqu'à affecter les versants dans leur globalité, comme pour le type « Vincelles ».

### 6.1.3. Les autres facteurs de contrôle

Les caractéristiques structurales de la région apparaissent donc primordiales dans l'explication de la morphométrie et de la répartition spatiale des glissements de terrains du vignoble champenois. Cet aspect structural est d'ailleurs très régulièrement évoqué dans la littérature (Hradecky *et al.*, 2007 ; Gioia *et al.*, 2010 ; Panek *et al.*, 2010b ; Tric *et al.*, 2010). D'autres facteurs, plus conjoncturels, expliquent le déclenchement des glissements de terrain.

La tectonique active (Brideau *et al.*, 2009 ; El Bedoui *et al.*, 2009 ; Smith *et al.*, 2009 ; Zerathe et Lebourg, 2012 ; Capitani *et al.*, 2013) et les tremblements de terre (Agnesi *et al.*, 2005 ; Panek *et al.*, 2008b ; Lebourg *et al.*, 2009), sont souvent pointés pour justifier le déclenchement des glissements de terrain dans certaines régions. Ils sont à exclure pour le vignoble champenois. Les surveillances orchestrées par le Bureau Central Sismologique Français (BCSF) montrent que le vignoble champenois est une région où l'activité sismique est particulièrement faible, ce que confirme la carte du BRGM (Figure 6-8).

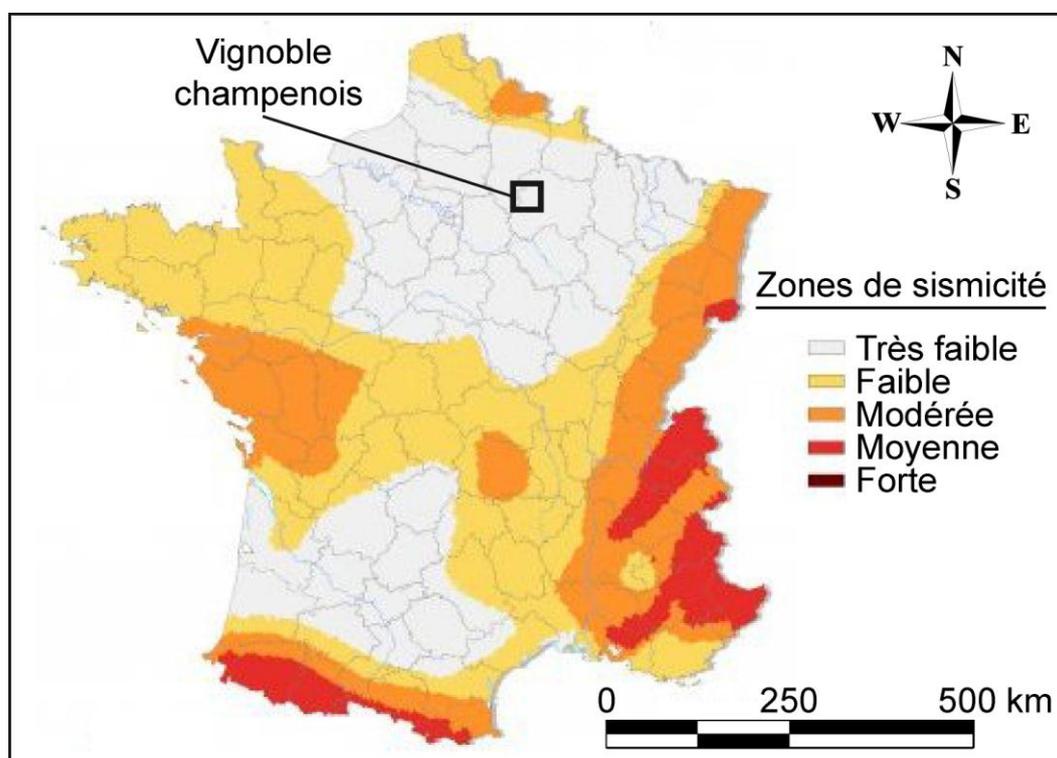


Figure 6-8 : Zones de sismicité en France (source : BRGM).

Un des facteurs de prédisposition régulièrement évoqué est l'exposition des versants (Julian et Anthony, 1996 ; Metternicht *et al.*, 2005 ; Van Den Eeckhaut *et al.*, 2007b ; Van Den Eeckhaut *et al.*, 2009b). Dans un contexte périglaciaire, les conditions topoclimatiques, en fonction de l'exposition des versants ont une influence sur les cycles gel/dégel. La distribution des orientations des glissements de terrain indique que les versants orientés au nord et au sud sont les plus affectés (Figure 6-9).

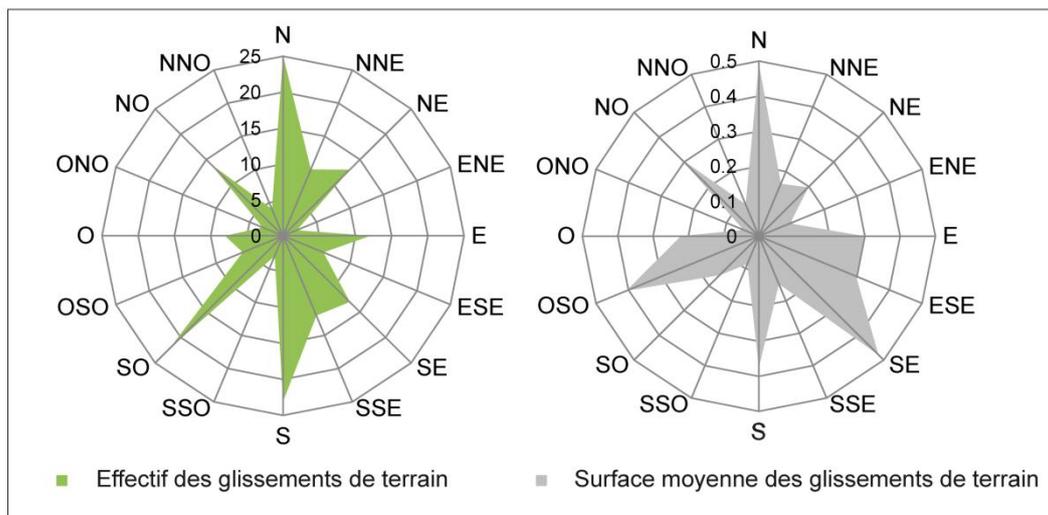


Figure 6-9 : Orientation des glissements de terrain par effectif et selon leur surface.

Cependant, si le nombre de glissement de terrain est systématiquement plus important pour les orientations nord et sud, la répartition par surface est un peu différente : aux classes d'orientation Est s'ajoute une classe d'orientation Ouest-Sud-Ouest. La répartition des effectifs est en fait biaisée par la longueur de la vallée de la Marne qui représente à elle seule 37 % de la totalité des versants (mais la densité des mouvements de terrain n'y est pas plus élevée qu'ailleurs) (Tableau 6-1).

	Surface du versant (pente supérieure à 3%) en km <sup>2</sup>	Surface des glissements de terrain en km <sup>2</sup>	Part du versant affecté par les glissements
<b>Versant nord</b>	37,83	12,36	32,67%
<b>Versant sud</b>	33,28	10,28	30,89%

Tableau 6-1 : Surfaces affectées par les glissements de terrain sur les versants de la vallée de la Marne.

Les versants concernés sont ceux dont la pente est égale ou supérieure à 3 %, seuil qui permet de définir la superficie de versant sur laquelle tous les glissements de terrain du vignoble champenois s'inscrivent. Ainsi, les versants des deux rives de la vallée de la Marne sont affectés équitablement par les glissements de terrain, sur un peu moins d'un tiers de leur surface. Compte tenu de l'orientation est-ouest de la vallée, l'exposition ne joue ici aucun rôle.

Les valeurs de pentes peuvent aussi expliquer la fréquence des glissements de terrain (Julian et Anthony, 1996 ; Gonzalez Diez *et al.*, 1999 ; Glade, 2003 ; Van Den Eeckhaut *et al.*, 2006 ; Van Den Eeckhaut *et al.*, 2009b ; Damm et Terhorst, 2010 ; Bièvre *et al.*, 2011). Néanmoins, ce paramètre est difficile à cerner pour des glissements anciens, puisque les pentes actuelles sont la conséquence de ces glissements, et non leur cause. Les versants contigus aux

glissements de terrain pourraient toutefois apporter des éléments de réponse, mais ils ne présentent pas forcément des caractéristiques identiques à celles des versants originaux qui ont été déséquilibrés. De plus, différentes phases d'activités s'étant succédées, les glissements dits « dormants » pris en compte pour évaluer le rôle de la pente se sont régulièrement déclenchés sur des versants déjà affectés par des glissements plus anciens. Seules les données géologiques pourraient permettre une reconstitution théorique des valeurs de pente de la région.

Bien que le paramètre soit souvent mentionné (Gonzalez Diez *et al.*, 1999 ; Glade, 2003 ; Soldati *et al.*, 2004 ; Metternicht *et al.*, 2005 ; Berti *et al.*, 2012), la distribution spatiale, ou temporelle (Flageollet *et al.*, 1999; Polemio et Sdao, 1999), des précipitations actuelles, montre peu de variations et ne peut expliquer, sauf cas spécifiques, le déclenchement des glissements de terrain (actuels). Les facteurs anthropiques (pratiques agricoles et occupation du sol), eux aussi régulièrement mis en avant (Julian et Anthony, 1996 ; Montgomery *et al.*, 2000 ; Dapples *et al.*, 2002 ; Glade, 2003 ; Alcantara-Ayala *et al.*, 2006 ; Begueria, 2006 ; Preuth *et al.*, 2010 ; Hart et Hearn, 2013), sont difficiles à déterminer pour des glissements de terrain « dormants » dont la date de déclenchement n'est pas établie. Ponctuellement, la pression anthropique a pu engendrer des glissements de terrain, mais il paraîtrait douteux que ce soit la raison des si nombreuses instabilités de la région. De plus, aucune source écrite ne mentionne des glissements de terrain en grand nombre, ce qui indique que le phénomène est certainement plus vieux que la période historique (nous y reviendrons).

## **6.2. Le rôle de l'Yprésien inférieur**

La structure géologique est donc le facteur de prédisposition majeur qui explique la présence des nombreux glissements de terrain de la région et leur répartition. De fait, les argiles et les marnes de l'Yprésien inférieur sont souvent désignées comme la couche déstabilisatrice dans le vignoble champenois (Cozeret, 1987 ; Guérémy et Vejux, 1987 ; Marre, 1987 ; Framery, 1993 ; Simon, 2000 ; Bollot, 2010).

### **6.2.1. L'Yprésien inférieur dans le vignoble champenois**

L'Yprésien inférieur, ou Sparnacien, est difficile à caractériser dans son ensemble. M. Duprat (1996) le définit comme les « *termes argileux et ligniteux de l'Yprésien* ». Il correspond donc à des faciès argileux, argilo-sableux et argilo-marneux, avec des lentilles de lignites dans sa partie supérieure, principalement à l'est du secteur d'étude (Enoch, 1967).

Tout comme au Lutétien, la région se situait, à l'Yprésien, en limite de zone de sédimentation, d'où les faciès laguno-marins et laguno-continentaux, influencés par des apports continentaux venant de l'Est (Feugueur, 1963). Ces conditions ont engendré des variations latérales de

faciès, avec notamment des niveaux plus ou moins sableux, marneux ou coquilliers. La sédimentation a également été guidée par le relief hérité de la phase tectonique du Thanétien supérieur, ce qui explique des lacunes (Cavelier et Roger, 1980) et des variations d'épaisseur dans l'Yprésien inférieur. Il est plus épais à l'ouest ( $\geq 25$  mètres contre 15 mètres à l'est), où il affleure, en outre, au bas des versants, plutôt que dans leur partie haute, comme dans la Montagne de Reims (Figure 6-10).

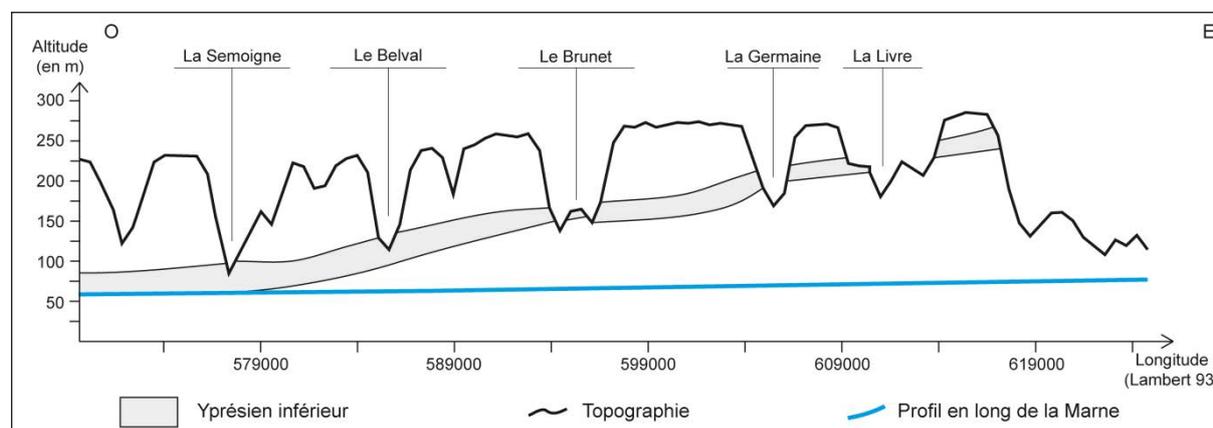


Figure 6-10 : Position de l'Yprésien inférieur sur les versants de la vallée de la Marne et de ses affluents.

Lors de la construction de la RD951 (ancienne RN51) dans le bassin versant du Champillon, le C.E.T.E de Saint Quentin a procédé à différentes analyses sur l'Yprésien inférieur (Tableau 6-2).

Faciès	Cohésion (en kPa)	Angle maximum de frottement interne (en °)	Teneur pondérale en eau (en %)		
			Minimum	Maximum	Moyenne
<b>Marnes Blanches</b>	3	32	7	20,4	11,2
<b>Argiles à lignites</b>	9	33	70	132,9	94,2
<b>Argiles vertes</b>	11	26	28	54,1	39,3

Tableau 6-2 : Paramètres géotechniques de l'Yprésien inférieur du bassin versant de Champillon (d'après CETE Saint Quentin, 1984).

Ces résultats traduisent la sensibilité des formations de l'Yprésien inférieur : faible cohésion (3 kPa dans les marnes blanches), et faible résistance au cisaillement calculée selon la méthode de la boîte de Casagrande ou Triaxial (angle de frottement interne de 33° maximum). La présence d'argiles gonflantes de type montmorillonite alumineuse (associée à de la

kaolinite) accentue la sensibilité de ces matériaux. Leur perméabilité est faible, mais les marnes, très poreuses, triplent leur teneur en eau à saturation, ce qui augmente leur poids. Les niveaux d'argiles à lignite, et dans une moindre mesure ceux d'argiles vertes, à saturation, doublent leur teneur en eau, et surtout, voient leur cohésion et leur résistance au cisaillement diminuer.

### 6.2.2. Implications des caractéristiques de l'Yprésien inférieur sur les mouvements de terrain

Les caractéristiques mécaniques des formations de l'Yprésien inférieur influent sur les mouvements de terrain. S'il est difficile d'observer l'effet des variations latérales de faciès, la corrélation entre épaisseur de l'Yprésien inférieur et instabilité, mais aussi type de glissement, mérite d'être étudiée. En effet, si les argiles de l'Yprésien inférieur sont plus puissantes, elles affleurent plus largement sur le versant ce qui devrait se répercuter sur la stabilité du versant mais aussi sur la typologie et la répartition des glissements. Pour vérifier cette dernière hypothèse, l'épaisseur de l'Yprésien inférieur est corrélée à la surface des glissements selon leurs types (Figure 6-11). Il s'avère que l'épaisseur de l'Yprésien inférieur n'entre pas en compte pour expliquer la typologie et la surface des glissements de terrain : les types sont répartis sur des puissances variables de l'étage, et la surface des glissements de terrain n'est pas liée non plus à l'épaisseur de l'Yprésien inférieur. Ainsi, si l'Yprésien inférieur joue un rôle sur l'instabilité des versants, il n'en est pas l'unique cause.

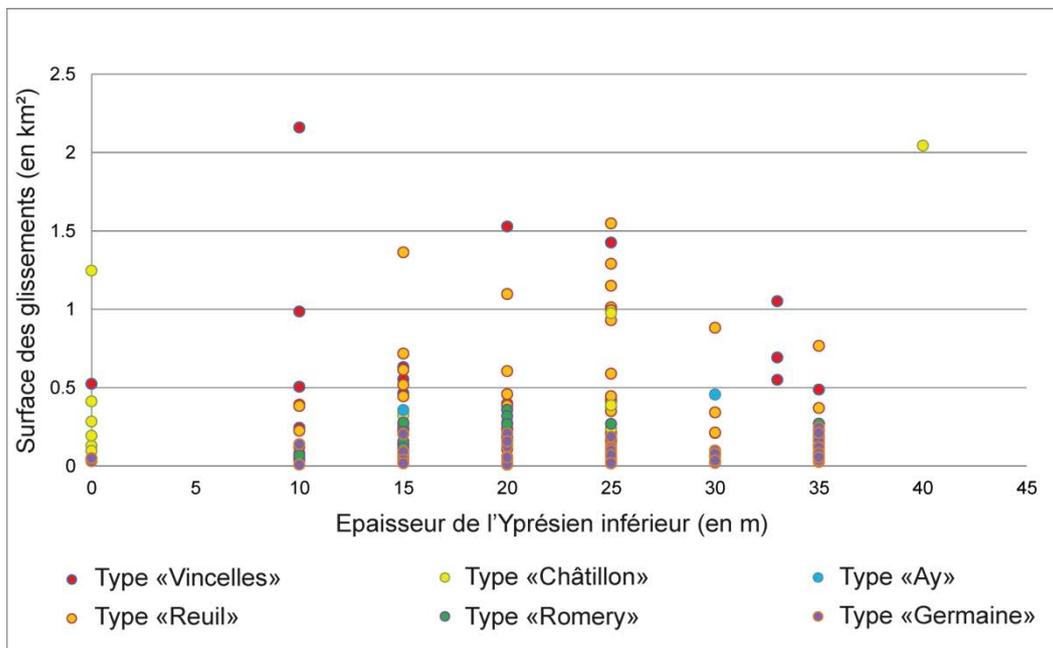


Figure 6-11 : Surface des glissements de terrain en fonction de l'épaisseur de l'Yprésien inférieur.

Il faut noter que le long de la vallée de l'Ardre, où il affleure le long du talweg, l'Yprésien inférieur ne joue aucun rôle direct dans le phénomène de cambrure de versant, son reflux possible en fond de vallée (*valley bulging*) ne s'observant pas dans ce secteur.

### 6.3. Le rôle de l'ensemble Yprésien supérieur-Lutétien inférieur et moyen

Outre l'Yprésien inférieur, dont l'influence sur les glissements de terrain ne fait aucun doute mais reste difficile à caractériser, l'ensemble Yprésien supérieur-Lutétien inférieur et moyen est aussi impliqués dans les mouvements de terrain tels que la cambrure dans la vallée de l'Ardre (Devos *et al.*, 2012 ; Bollot *et al.*, 2014) ou les glissements dans la vallée de la Marne et sur la Montagne de Reims (Marre, 1987 ; Bollot, 2009).

#### 6.3.1. L'aquifère tertiaire principale de la région

Les formations du Lutétien inférieur et moyen présentent de nombreuses variations latérales de faciès engendrées par les conditions de sédimentation (*cf.* Chapitres 2 et 3). Il en résulte qu'elles peuvent être parfois aquifère, parfois aquiclude. Au nord du secteur d'étude, dans la vallée de l'Ardre notamment, les formations lutétiennes sont de plus en plus calcaires vers l'aval du bassin, et leur épaisseur augmente de sorte qu'elles constituent, avec les sables de l'Yprésien supérieur, un complexe aquifère capacitif (Figure 6-12). Ces variations de faciès jouent d'ailleurs un rôle dans les conditions d'écoulement de l'Ardre : bien que le bassin versant soit homogène, les écoulements de l'Ardre révèlent une hétérogénéité spatiale de l'amont à l'aval (Devos *et al.*, sous presse).

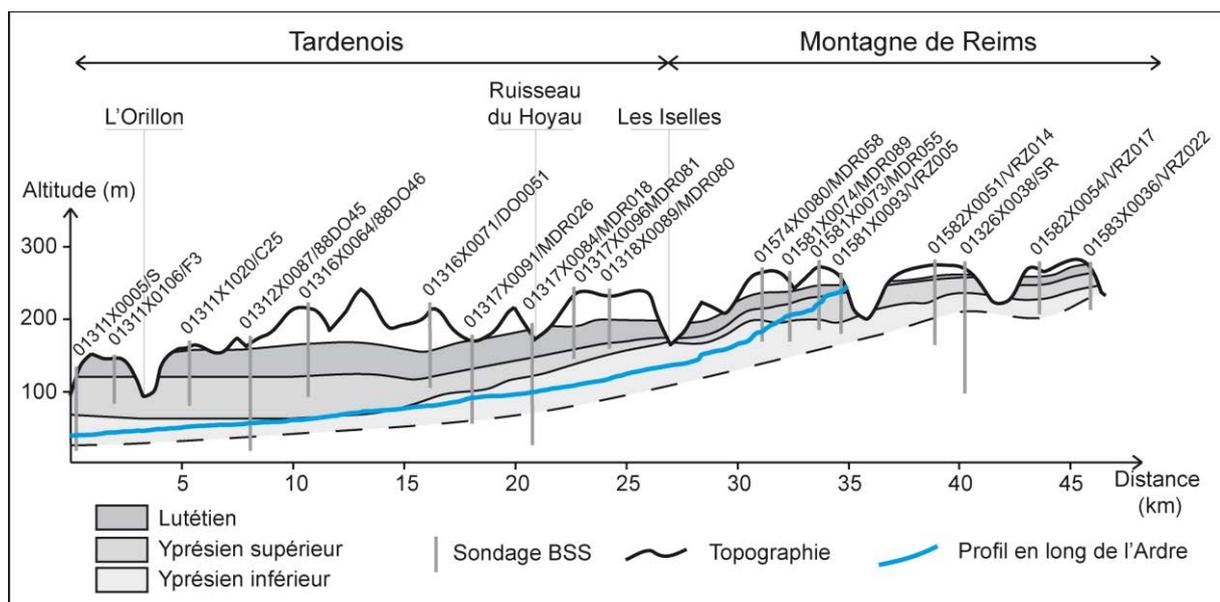


Figure 6-12 : Profil en long de l'Ardre et couches géologiques traversées.

Prenant sa source dans la Montagne de Reims, l'Ardre ne recoupe que les formations du Lutétien et de l'Yprésien. Seuls ses affluents de rive gauche drainent les formations sus-jacentes. L'hétérogénéité spatiale des écoulements de l'Ardre, malgré un bassin homogène, est donc la conséquence des changements de faciès du Lutétien inférieur et moyen, marneux en amont puis calcaire vers l'aval. Cette caractéristique est typique des zones de limite de sédimentation, où les milieux sont contrastés : marin, littoral, estuarien ou continental (Devos *et al.*, sous presse).

Au sud, le bassin versant de la Marne et de ses affluents est plus vaste et plus varié lithologiquement, mais on y retrouve aussi le binôme Yprésien supérieur-Lutétien inférieur et moyen en position perchée sur les versants des vallées (Figure 6-13).

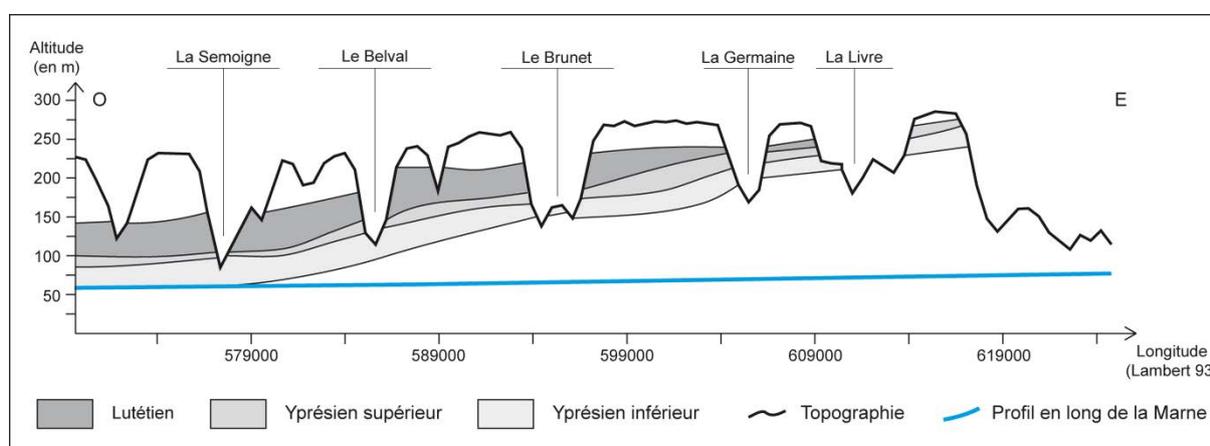


Figure 6-13 : Position du complexe Yprésien supérieur - Lutétien inférieur et moyen sur les versants de la vallée de la Marne et de ses affluents.

À sa traversée du vignoble, la Marne recoupe d'abord l'aquifère de la craie qui disparaît ensuite à l'ouest sous la couverture tertiaire, tandis que ses affluents recoupent aussi, ou seulement, l'aquifère du Lutétien inférieur et moyen-Yprésien supérieur. La combinaison des contributions à l'écoulement de ces différents aquifères entraînent une hétérogénéité spatiale des écoulements, encore accentuée par la nature des formations du Lutétien moyen, calcaires à l'ouest et argilo-marneuses à l'est, ainsi que par la puissance des deux formations tertiaires, puisque le Lutétien moyen disparaît à l'est alors que son épaisseur atteint 50 mètres à l'ouest, tandis que l'épaisseur de l'Yprésien supérieur diminue au contraire vers l'ouest.

La répartition des sources reflète la structure aquifère régionale. Les 603 km<sup>2</sup> du bassin versant de la Marne dans le vignoble champenois comptent 392 sources, soit une densité de 0,6 source par km<sup>2</sup>. À l'affleurement du complexe Yprésien supérieur-Lutétien inférieur et moyen, 111 sources sont recensées sur les versants, soit une densité de 1,5 source par km<sup>2</sup>. Leur densité est donc multipliée par trois dans l'aquifère principal du Tertiaire, puisqu'en dehors de ce complexe, elle n'atteint que 0,5 source/km<sup>2</sup> (Tableau 6-3). D'autre part, alors que le Lutétien inférieur et moyen a un faciès calcaire et de tuffeau à l'ouest, et marneux à l'est, la

densité de sources est plus importante à l'est (1,8 source/km<sup>2</sup>) qu'à l'ouest (1,3 source/km<sup>2</sup>). Cela signifie que le potentiel aquifère des sables de l'Yprésien supérieur, dont l'épaisseur a tendance à augmenter vers l'est, est plus important que celui du Lutétien inférieur et moyen (Tableau 6-3).

	Superficie (km <sup>2</sup> )	Nombre de sources	Densité (sources/km <sup>2</sup> )
<b>Bassin versant de la Marne</b>	603	392	0,6
<b>Bassin versant de la Marne hors Yprésien supérieur et Lutétien</b>	528	281	0,53
<b>Yprésien supérieur et Lutétien du bassin versant de la Marne</b>	75	111	1,5
<b>Yprésien supérieur et Lutétien à l'ouest</b>	49	65	1,3
<b>Yprésien supérieur et Lutétien à l'est</b>	26	46	1,8

Tableau 6-3 : Répartition spatiale des sources dans le bassin versant de la Marne.

### 6.3.2. Implication des caractéristiques de l'Yprésien supérieur et du Lutétien inférieur et moyen sur les mouvements de terrain

Ces variations spatiales de la répartition des sources impliquent des changements, soit de la capacité des réservoirs d'eau, soit de la transmissivité des aquifères. Les terrains tertiaires contigus sont forcément impactés par les caractéristiques du complexe de l'Yprésien supérieur et du Lutétien inférieur et moyen, influençant du même coup le déclenchement des mouvements de terrain. Théoriquement, les glissements de terrain doivent être plus nombreux et plus volumineux dans les secteurs où l'aquifère est le plus capacitif et le plus transmissif, et saturé au mieux le système. Sans essai en laboratoire en ce sens, il est tout de même possible de définir les secteurs où les formations aquifères ont la plus grande influence et de comparer ce paramètre avec la répartition des glissements de terrain (Figure 6-14).

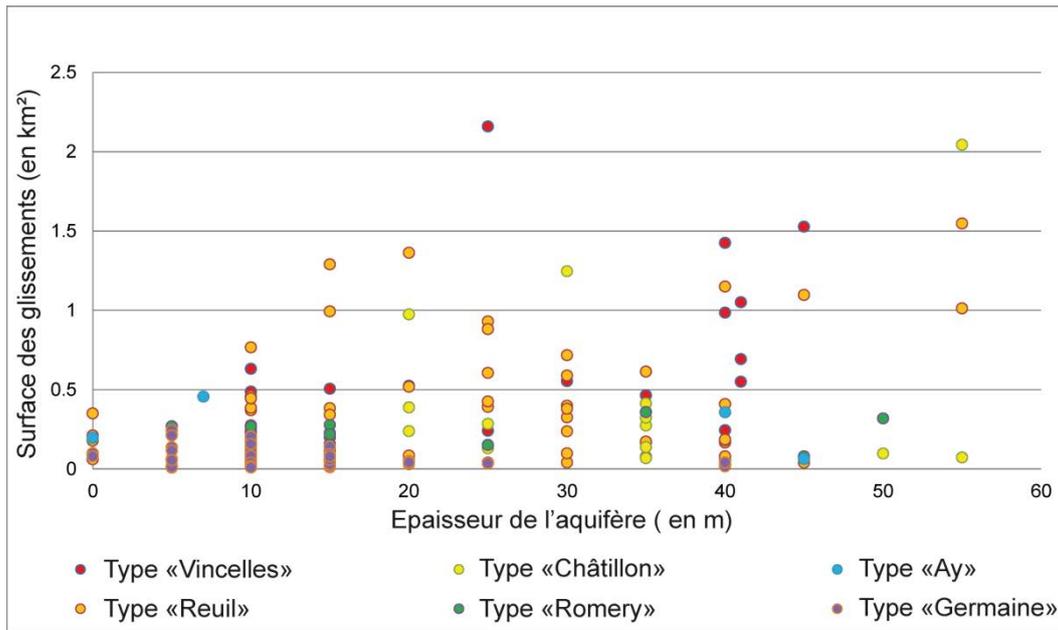


Figure 6-14 : Surface des glissements en fonction de l'épaisseur de l'aquifère Yprésien supérieur-Lutétien inférieur et moyen.

La surface des glissements augmente rapidement entre 0 et 25 mètres de formations aquifères de l'Yprésien supérieur et du Lutétien inférieur et moyen. À partir de 25 mètres, la superficie des glissements peut dépasser 2 km<sup>2</sup>, comme aux « Garennes » à Vandières. Les glissements les plus profonds, comme ceux du type « Vincelles », « Reuil » et « Châtillon », se trouvent là où l'aquifère dépasse 20 mètres d'épaisseur. L'épaisseur de l'aquifère joue donc un rôle sur le degré d'instabilité des versants.

Au nord du secteur d'étude, dans la vallée de l'Ardre, les argiles de l'Yprésien inférieur, dont le caractère potentiellement instable a été décrit plus haut, affleurent en fond de vallée. Malgré un aquifère capacitif, le déséquilibre du versant ne peut donc être aussi fréquent qu'au sud, même si quelques glissements de grande ampleur ont eu lieu, comme à Saint-Gilles dans la partie aval de la vallée de l'Ardre (Figure 6-15).

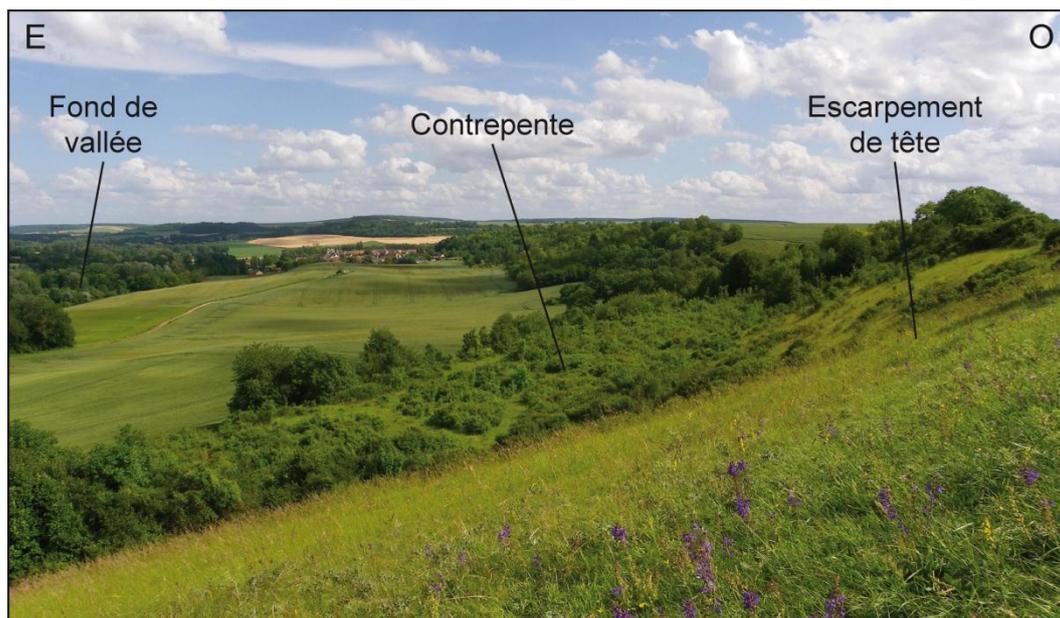


Figure 6-15 : Glissement de Saint-Gilles dans la vallée de l'Ardre.

La configuration structurale des versants est plus propice à la cambrure, dont l'activité a certainement été favorisée par l'importance de l'aquifère de l'Yprésien supérieur-Lutétien inférieur et moyen, car le processus nécessite une quantité d'eau importante pour son développement. Les sables cuisins ont subi un soutirage, du fait de leur faible cohésion, et ont été évacués, provoquant la cambrure (voir Chapitre 3). Ici, l'aquifère ne fait pas que participer au processus de mouvement de terrain, il en est le principal responsable.

## **6.4. Conclusion du Chapitre 6**

Les mouvements de terrain du vignoble champenois sont conditionnés par le contexte structural du secteur. En effet, la structure géologique détermine l'occurrence, la nature, l'ampleur, et la morphologie des instabilités sur les versants. Ainsi, les caractéristiques du substrat agissent directement sur la répartition des mouvements de terrain. Cette influence est très nette pour les glissements de terrain des vallées de la Marne, de ses affluents et de la Montagne de Reims, où la détermination de seuils et de tendances est aisée.

En outre, la détermination des caractéristiques des aquifères ajoutent une clé à la compréhension des instabilités. L'aquifère de l'Yprésien supérieur-Lutétien inférieur et moyen, notamment, en position perché sur les versants de la Marne et de ses affluents participe activement à la déstabilisation de l'ensemble des terrains tertiaires en apportant de l'eau aux argiles de l'Yprésien inférieur, diminuant leur cohésion. Au nord, la cambrure de versant s'explique aussi fondamentalement par la structure : elle est liée aux caractéristiques pétrographiques et hydrogéologiques de l'Yprésien supérieur et du Lutétien inférieur et moyen.



## ***Chapitre 7. Mouvements de terrain et ressources en eaux***

S'il est important de déterminer les facteurs qui participent aux déclenchements des glissements de terrain, il convient aussi d'étudier l'impact, l'influence et les relations que ces glissements ont avec leur milieu. Les investigations hydrologiques (analyse des débits et de paramètres physico-chimiques) dans le bassin versant atelier de la Semoigne permettent d'établir 1) l'influence des ressources en eau sur les mouvements de terrain, 2) les relations hydrogéologiques entre le substrat et les formations déplacées et 3) l'influence en retour des mouvements de terrain sur les comportements hydrogéologiques des versants des vallées du vignoble champenois.

## 7.1. Ressources en eau et glissements de terrain

Si les relations entre mouvement de terrain et teneur en eau sont bien connues, celles avec les ressources en eau le sont moins. Les glissements de terrain ont fait l'objet d'un grand nombre de publications, et d'une multiplicité d'approches dont le point commun est la compréhension des mécanismes générant le mouvement. Parmi les travaux les plus récents, l'état hydrique des matériaux appréhendé par imagerie électrique (Grandjean *et al.*, 2006a) est le plus souvent corrélé aux précipitations (Grandjean *et al.*, 2009 ; Lebourg *et al.*, 2010 ; Ruiz-Villanueva *et al.*, 2011 ; Belle *et al.*, 2013). Les relations entre pluviométrie et fluctuations du niveau de la nappe comprise dans les mouvements de terrain (Lissak *et al.*, 2009) ou dans des substrats instables (Pierre et Lahousse, 2006) ont également fait l'objet d'études détaillées. Les relations hydrogéologiques entre substrat et formations superficielles sont moins souvent abordées (Compagnon *et al.*, 1997 ; Tullen, 2002 ; Guglielmi *et al.*, 2005 ; Lee *et al.*, 2008), bien que l'importance du comportement hydrodynamique des aquifères sur la stabilité des versants déjà affectés par des désordres ait fait l'objet d'une mise au point récente (Parriaux, 2010). L'approche hydrologique utilisée ici propose de s'interroger sur le rôle des eaux souterraines dans l'occurrence et la répartition des glissements de terrain, et de reconsidérer la question de la susceptibilité au glissement, en ajoutant aux paramètres structurels et conjoncturels habituellement pris en compte dans les modélisations (Van Den Eeckhaut *et al.*, 2010 ; Conforti *et al.*, 2014 ; Umar *et al.*, 2014) les ressources en eaux et leurs relations avec la répartition spatiale des glissements de terrain. Cette approche nécessite que l'on prenne en compte les précipitations, l'eau du sol (RU ou RFU), l'eau des formations superficielles (ressuyage), les eaux souterraines (zones vadoses et noyées des aquifères) et les écoulements de surfaces.

### 7.1.1. L'approche hydrologique

Pour comprendre le rôle des eaux souterraines dans l'organisation spatiale des glissements de terrain, le choix du bassin versant est déterminant. Il doit être homogène, situé au sein d'une même région pluviométrique, indigène aux mêmes aquifères ou masses d'eau souterraines et à structure de drainage également homogène. En outre, sa taille doit être suffisamment importante pour garantir le lissage de l'ensemble des processus qui participent à la construction des écoulements (ruissellement, infiltration, vidange aquifère). Le bassin versant de la Semoigne répond à ces exigences et il concentre de nombreux glissements de terrain. La Semoigne est un affluent de rive droite de la vallée de la Marne (exutoire à 65 m d'altitude) situé à une vingtaine de kilomètres en aval d'Épernay. Son bassin versant, d'une surface de 91 km<sup>2</sup>, s'inscrit sur le revers de la cuesta d'Île-de-France, et le tracé orthoclinal de la Semoigne implique un drainage homogène de toutes les formations aquifères du bassin (Figure 7-4).

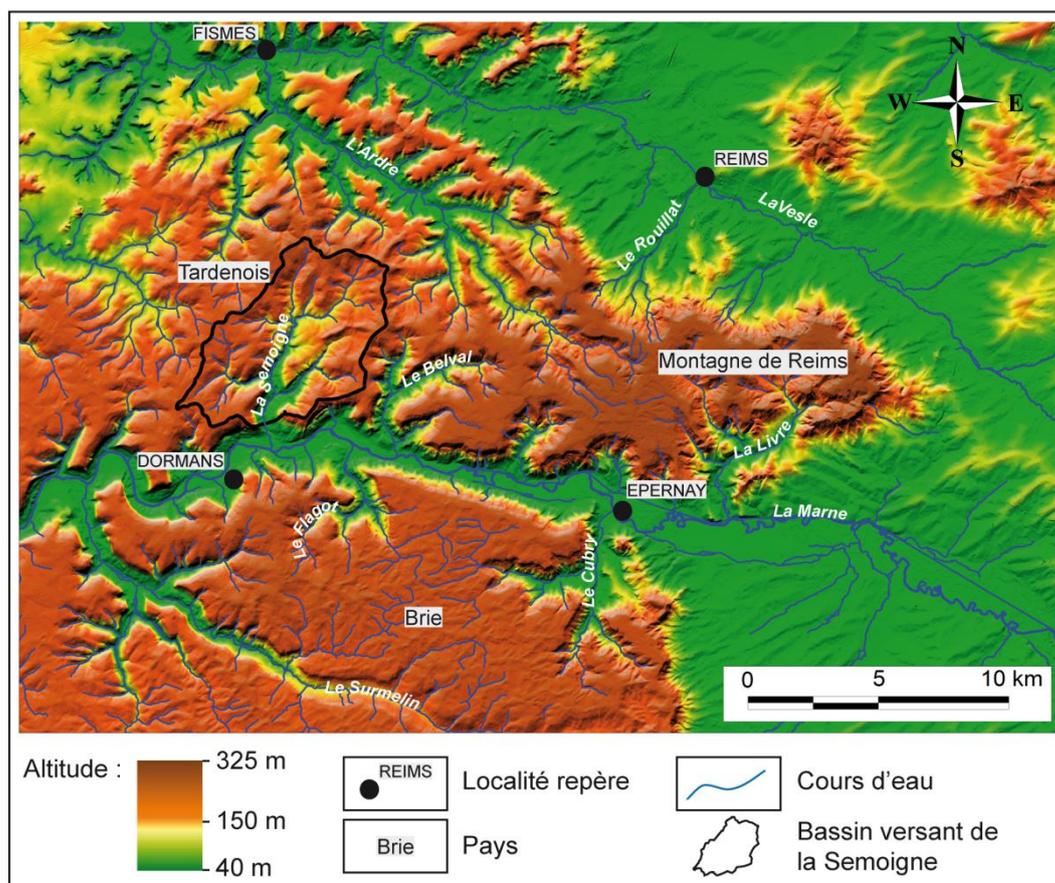


Figure 7-1 : Carte de localisation du bassin versant de la Semoigne.

La Semoigne et ses affluents recoupent les terrains allant de l'Yprésien inférieur au Ludien supérieur, et donc l'aquifère principal des sables de l'Yprésien supérieur et des calcaires grossiers du Lutétien inférieur et moyen. Plusieurs aquifères plus modestes sont perchés dans les niveaux semi-perméables du Lutétien supérieur (Marnes et caillasses), de l'Auvervien (calcaires gréseux) et du Ludien (marnes et calcaires). L'ensemble est recouvert par des argiles à meulière issues d'une météorisation chimique polyphasée pré-stampienne puis quaternaire jalonnant une surface infra-stampienne exhumée, la « surface de Brie » (Dewolf et Pomerol, 1997). Si le pendage ouest des assises tertiaires est de l'ordre de 0,2 %, une ondulation anticlinale parallèle à la vallée de la Marne détermine un contre-pendage des couches à la confluence de la Semoigne et de la Marne (Figure 7-5).

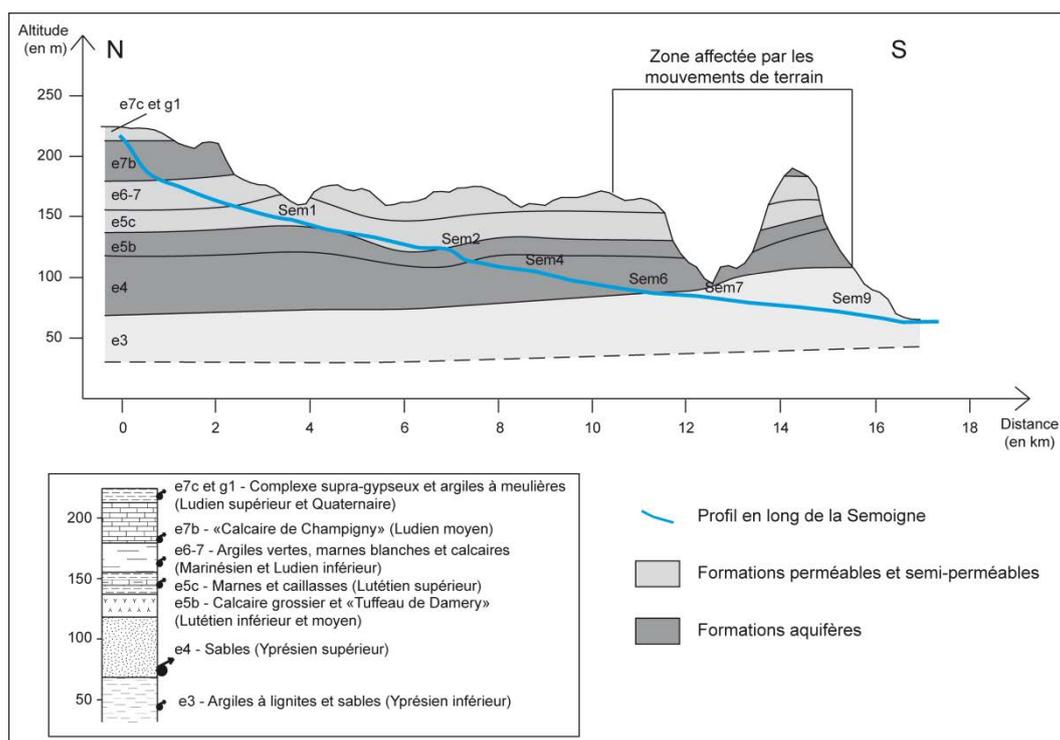


Figure 7-2 : Coupe géologique et profil en long de la Semoigne.

L'approche hydrologique des eaux de surface permet de spatialiser les ressources en eau au sein de ce bassin versant et de comprendre le rôle fondamental des eaux souterraines dans la répartition spatiale des mouvements de terrain. La cartographie des ressources en eau repose sur l'organisation spatiale des écoulements en phase d'étiage. En effet, ces écoulements sont représentatifs des conditions de vidange aquifère et de l'état des réserves en eau. Compte tenu de sa petite taille (91 km<sup>2</sup>), les écoulements du bassin versant de la Semoigne ne sont pas systématiquement surveillés, la seule station hydrométrique étant celle de Verneuil. Des campagnes sérielles de jaugeage ont donc été menées à partir d'un réseau de mesures.

#### 7.1.1.1. Le réseau de mesures

Le réseau de mesures est constitué de 6 points sur le drain principal et de 8 points sur ses 3 principaux affluents (ruisseau de la Semoigne, ruisseau de Champvoisy et Brandouille), ce qui correspond à une densité moyenne de 1 point pour 7 km<sup>2</sup> de surface (Figure 7-6). Le choix des points de mesures a été fait en fonction de la surface des bassins élémentaires, de la structure du réseau hydrographique, donc des confluences, et de leur accès. La répartition des points de mesure permet de déterminer non seulement le rôle des affluents mais celui du corridor fluvial dans la construction des débits d'étiage. Le même réseau a été utilisé pour 3 campagnes de jaugeage.

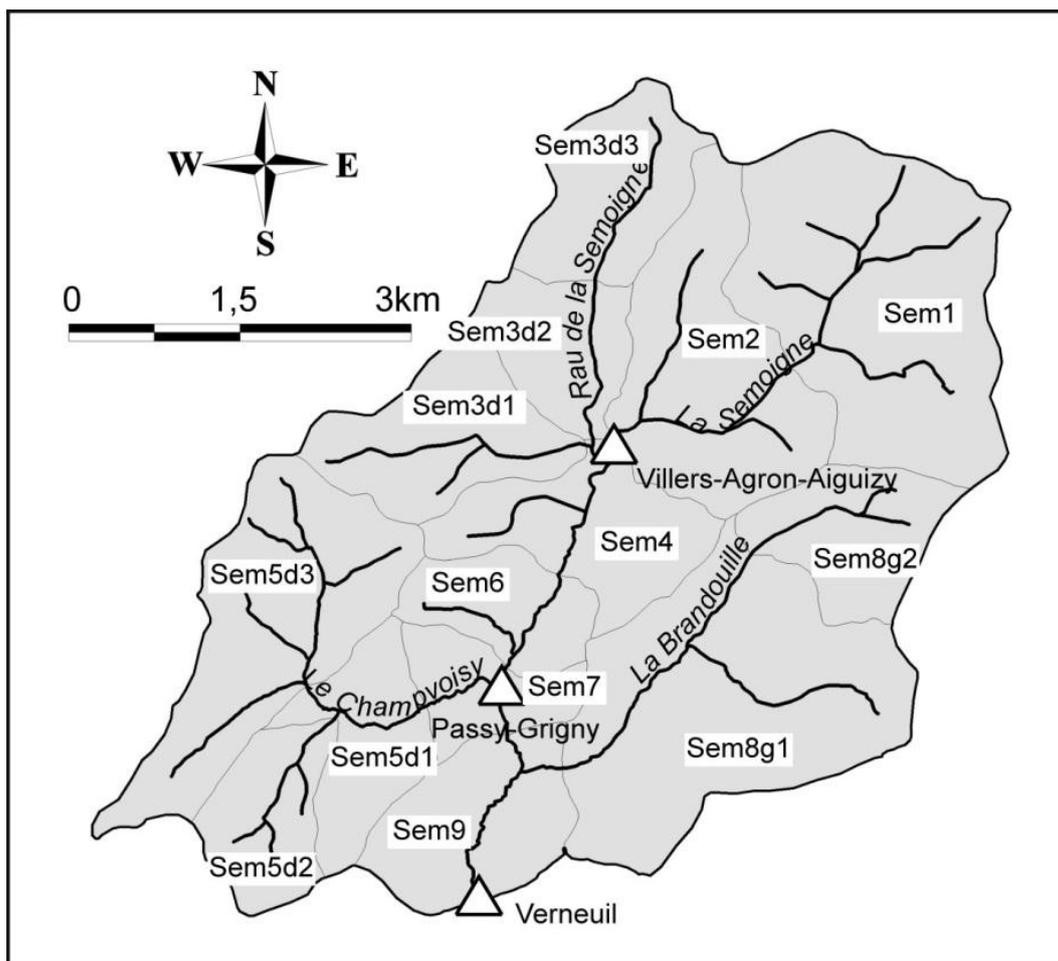


Figure 7-3 : Carte du réseau de mesure dans le bassin versant de la Semoigne.

Le schéma hydraulique (Figure 7-7) permet non seulement de représenter le réseau hydrographique stylisé du bassin, mais également l'organisation spatiale des points de mesures tout en calculant les débits théoriques aux confluences (somme du débit du drain principal et de l'affluent). La comparaison des débits calculés ou théoriques avec ceux mesurés plus en l'aval permet d'appréhender la contribution des affluents non seulement à l'exutoire à Verneuil, mais aussi dans l'ensemble du bassin versant. Le schéma hydraulique permet également de reconstituer la part de la contribution du corridor fluvial et celle du drainage aquifère par le drain principal dans la construction des débits le long du cours d'eau.

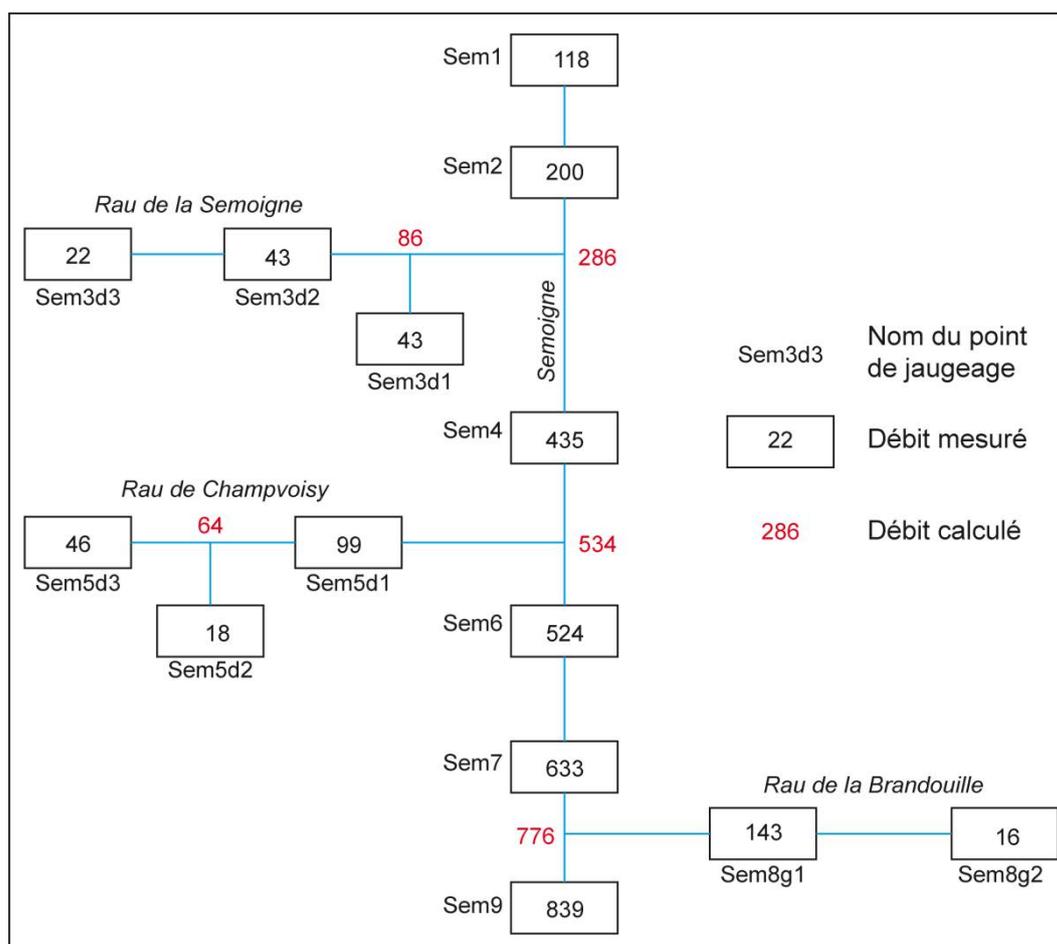


Figure 7-4 : Schéma hydraulique de la Semoigne, campagne du 14/03/2014.

### 7.1.1.2. Situations hydrologiques des campagnes de mesures

Trois campagnes de mesures sérielles de débits et de paramètres physico-chimiques ont été réalisées préférentiellement en situations hydrologiques stables de basses-eaux (absences prolongées de précipitations et phase de tarissement). Une campagne a eu lieu en saison froide (mars 2014), les deux autres ont eu lieu en saison chaude (septembre 2013 et juin 2014), de manière à spatialiser la vidange aquifère pour des situations hydrologiques contrastées mais uniformes. Chaque campagne a été réalisée en moins de 12 heures, période suffisamment courte pour ne pas être influencée par une vitesse de tarissement trop rapide. Deux campagnes de mesures physico-chimiques ont été réalisées en saison chaude, le 26/09/2013, et durant une journée de gel, le 12/12/2013, sans mesure de débit. Ces deux saisons thermiques contrastées permettent d'appréhender l'organisation spatiale de la vidange aquifère caractérisée par des eaux minéralisées à forte conductivité et de température constante (homothermie) proche de la température atmosphérique moyenne annuelle (10-11°C). Durant les intersaisons, la température ne serait pas un critère discriminant car les eaux de ruissellement présenteraient les mêmes températures que les eaux souterraines.

Afin de connaître la situation hydrologique des campagnes de mesures et ainsi de relativiser les résultats, les débits mesurés de la Semoigne à Verneuil ont été comparés à ceux relevés à la station hydrométrique du village qui contrôle l'intégralité des 91 km<sup>2</sup> du bassin versant depuis 1999 et dont les données sont disponibles sur la Banque Hydro, à l'exception de celles des années 2013 et 2014, non publiées, qui nous ont été fournies par Christophe Mage de la DREAL Champagne-Ardenne. Ces dernières données ne sont pas corrigées, mais la comparaison entre les débits mesurés et ceux fournis par la DREAL montre un écart minime (inférieur à 5 %). Nos mesures sont rapportées au module (585 l/s) *via* l'indice de sévérité d'étiage Sn % (rapport du débit au module en %), et aux débits mensuels d'étiages caractéristiques (QMNA), de fréquences biennale (223 l/s), quinquennale (168 l/s) et décennale (145 l/s) calculés sur 15 ans (1999-2013) (Tableau 7-2).

<b>Dates</b>	<b>06/09/2013</b>	<b>26/09/2013</b>	<b>12/12/2013</b>	<b>14/03/2014</b>	<b>20/06/2014</b>
<b>Débit mesuré (l/s)</b>	227	Non mesuré	Non mesuré	839	287
<b>Débit Banque Hydro (l/s)</b>	215	233	360	815	Non communiqué
<b>Débit spécifique (Qs l/s/km<sup>2</sup>)</b>	2.5	2.6	4	9.2	3.2
<b>Indice de sévérité d'étiage (Sn %)</b>	39	40	62	143	49
<b>Fréquence du QMNA% et situation hydrologique</b>	50 % étiage biennal (223 l/s)	50 % étiage biennal	Basses-eaux stabilisées	hautes-eaux stabilisées	55 % proche de l'étiage biennal (223 l/s)

Tableau 7-1 : Situations hydrologiques des campagnes de mesures sur la Semoigne en fonction des débits caractéristiques (station de Verneuil, 1999-2013).

Les deux campagnes de jaugeage du 06/09/2013 et du 20/06/2014 s'inscrivent bien en basses eaux (Sn < 100 %) et plus spécifiquement en étiage de fréquence biennale (situation hydrologique d'étiage la plus fréquente). La campagne du 14/03/2014 est réalisée en hautes eaux (Sn > 100 %) mais en situation stabilisée à l'issue d'une semaine sans précipitations. Cette campagne permet de s'assurer de la permanence du comportement hydrodynamique du bassin versant pour des situations hydrologiques contrastées. Afin de s'assurer de la validité

des mesures et de la stabilité de la ligne d'eau durant les campagnes, les hydrogrammes de la Semoigne ont été examinés afin d'y déceler d'éventuelles perturbations d'origine 1) naturelles, telles que les petites ondes de crues et 2) anthropiques, telles que les rejets, les prises d'eau et les éclusées. Presque toutes les campagnes sont réalisées en situation stabilisée, sans onde de crue apparente sur les hydrogrammes durant les mesures (Figure 7-8). Les campagnes de 2013 et du 20 juin 2014 s'inscrivent en phase de tarissement après une ou plusieurs semaines sans précipitations. La campagne du 14/03/2014 a été réalisée en hautes eaux et en phase de fin de ressuyage et début de tarissement après un épisode de crue complexe dont la dernière pointe de crue s'est produite le 03/03/2014, soit 11 jours plus tôt.

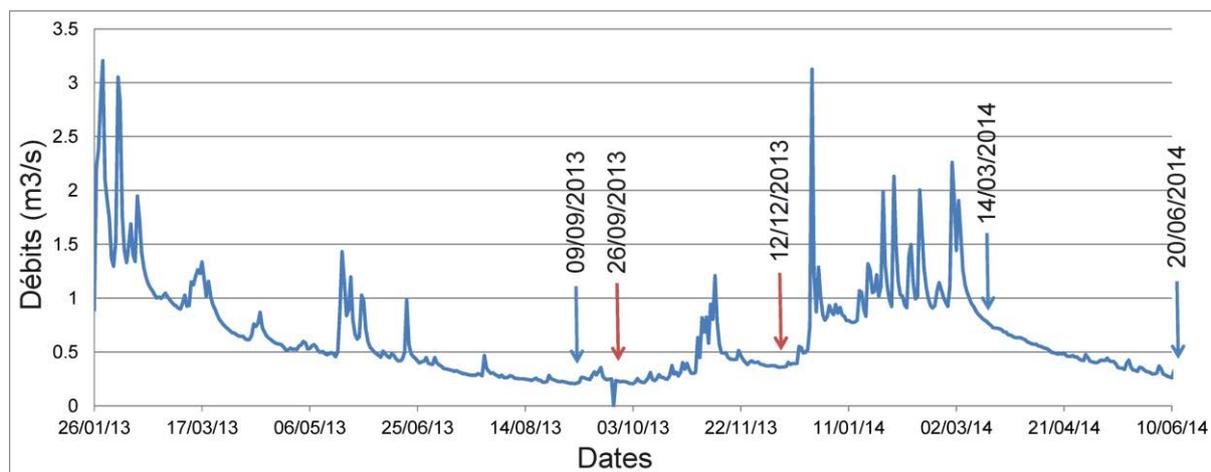


Figure 7-5 : Hydrogramme de la Semoigne à Verneuil (2013-2014) et situations hydrologiques des campagnes de mesures de débit (en bleu) et de la conductivité et de la température (rouge et bleu).

Pour ce qui est de la stabilité de la ligne d'eau durant le jaugeage, aucune variation de la hauteur d'eau n'a été constatée sur l'échelle limnimétrique disposée temporairement dans le chenal d'étiage à chaque point de surveillance. Les résultats obtenus sont donc fiables et représentatifs de situations stabilisées de basses eaux d'étiage biennal (26/09/2013, 20/06/2014), ou de hautes eaux stabilisées (14/03/2013). Ils illustrent les potentialités des réserves aquifères qui, en ces situations, contribuent exclusivement à la construction des écoulements de surface, mais présentent un état contrasté selon le bilan hydrique des mois précédents.

### 7.1.2. Matériel et protocole de mesures

Les paramètres physico-chimiques mesurés sont la conductivité électrique à 25°C et la température. Ces deux paramètres permettent de distinguer les eaux de nappe des eaux de ruissellement. La conductivité est l'expression de la charge dissoute et témoigne de la minéralité totale des eaux qui dépend du temps de résidence dans la zone saturée et de la solubilité des roches encaissantes. À ce titre, les eaux à forte conductivité sont généralement représentatives d'eaux souterraines issues de la zone noyée alors que les eaux de ruissellement

sont peu minéralisées. La température permet d'opposer les eaux de nappes homothermes des eaux de ruissellement qui, à l'inverse, enregistrent les amplitudes thermiques atmosphériques nyctémérales. Les mesures sont faites avec des perches de jaugeage à intégration ARIAS équipées d'un micro-moulinet de type C2 pour les débits, et avec une sonde multiparamètres WTW pour les conductivités et les températures (Figure 7-9).



Figure 7-6 : Installation d'une section à Villers-Agron-Aiguizy (a) et jaugeage à Verneuil (b), bassin versant de la Semoigne.

Les débits sont mesurés par la méthode de l'exploration des champs de vitesse à travers la section mouillée du chenal d'étiage puis dépouillé avec le logiciel J03. L'approche par intégration, plutôt que au point par point, est choisie, car elle permet d'appréhender toutes les vitesses de chaque verticale. Les sections de jaugeages comptent au moins 10 verticales, ce qui confère aux mesures une fiabilité supérieure à 90 %. Les résultats sont valorisés par des profils hydrologiques en débits bruts et en débits spécifiques, et par des profils de conductivités électriques et de températures ainsi que par une cartographie des rendements hydrologiques par bassins élémentaires.

### 7.1.3. Spatialisation de la ressource en eau

Les profils hydrologiques illustrent l'évolution spatiale des débits bruts et spécifiques de la Semoigne de l'amont vers l'aval, en fonction de la surface cumulée des sous-bassins versants (Figure 7-10).

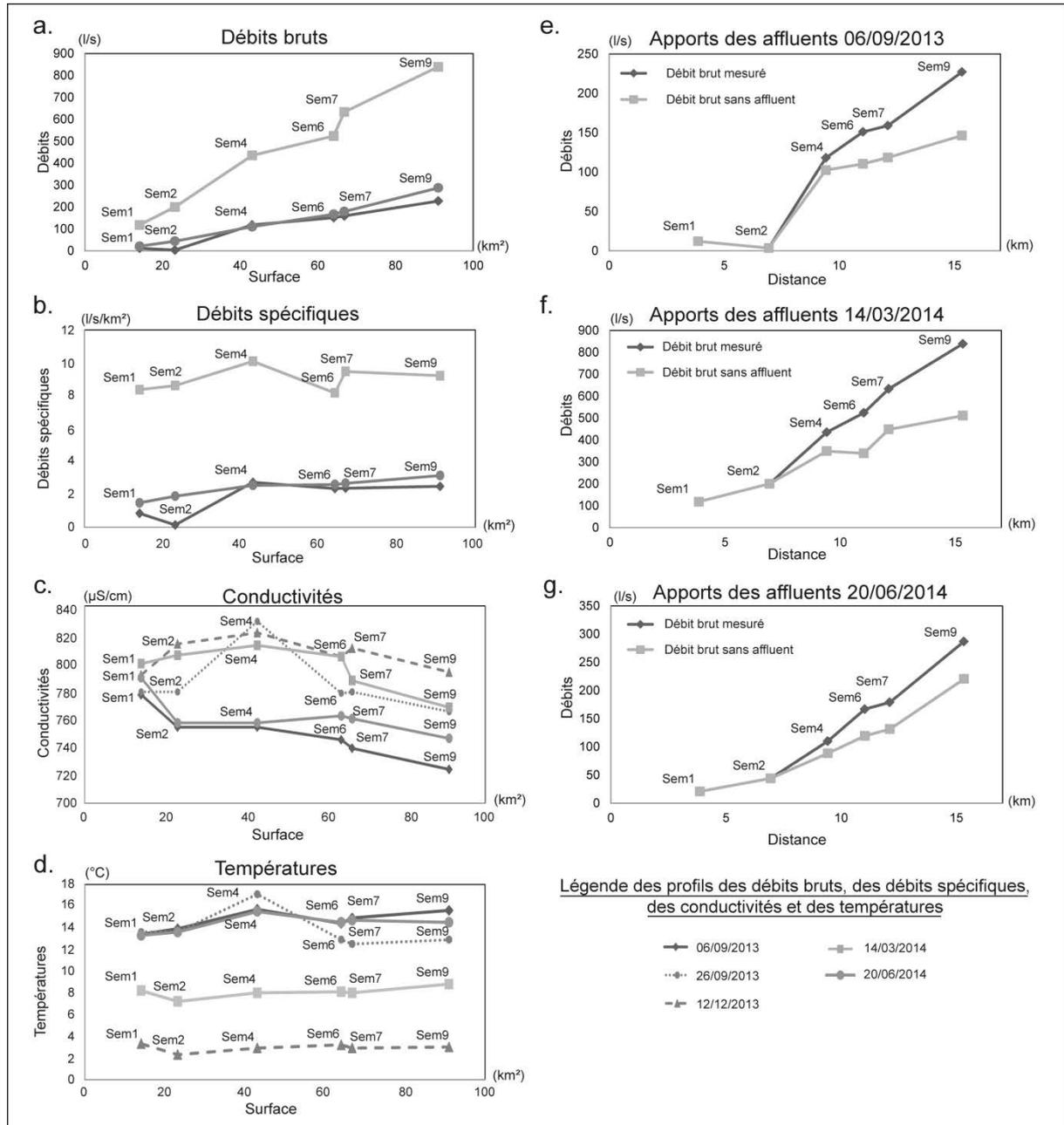


Figure 7-7 : Profils hydrologiques, profils de conductivité et profils thermiques de la Semoigne.

Les trois profils de débits bruts sont parallèles ce qui témoigne de la permanence du comportement hydrodynamique du bassin pour des situations hydrologiques stables mais contrastées au niveau de l'état des réserves. Ils présentent une évolution linéaire corrélative de l'augmentation de la surface drainée, ce qui témoigne *a priori* d'une vidange aquifère

relativement homogène dans le bassin versant, ce qui n'est pas toujours le cas, comme le montrent les observations faites le long des cours d'eau drainant les calcaires jurassiques du bassin de Paris (Devos *et al.*, 2013). Par contre, les profils hydrologiques réalisés à partir des valeurs de débits spécifiques sont plus contrastés. En effet, pour les campagnes réalisées en étiage biennal (septembre 2013 et juin 2014), deux parties du bassin s'opposent : en amont du point Sem4, les débits spécifiques sont particulièrement indigents (moins de 1 l/s/km<sup>2</sup>) alors qu'ils se stabilisent autour de 2,5 l/s/km<sup>2</sup> entre les points Sem4 et Sem9.

Les quatre profils de conductivité (Figure 7-10c) présentent des valeurs élevées (supérieures à 700 µS/cm) comparativement à celles mesurées dans les calcaires jurassiques ou la craie du Crétacé (Lejeune et Devos, 2004 ; Devos *et al.*, 2013), ce qui témoigne d'eaux fortement minéralisées, voire saturées. Ces valeurs sont attribuables aux ions carbonatés des nappes contenues dans les formations du Ludien et du Lutétien supérieur (Figure 7-5) et entraîne localement la formation de barrages de tuf. Les eaux des Marnes et caillasses du Lutétien supérieur enregistrent d'ailleurs les valeurs les plus fortes : entre 800 et 900 µS/cm. Si les valeurs restent fortes tout le long du drain principal, l'évolution de la conductivité, quasi similaire pour les 5 campagnes de mesures, montre des contrastes modérés mais significatifs de minéralité entre l'amont et l'aval. Dans la partie supérieure du bassin, les valeurs augmentent légèrement de 30 à 40 µS/cm entre Sem1 et Sem4 avant de diminuer d'autant en aval (Figure 7-10c). Seule la campagne réalisée en étiage sévère (06/09/2013) n'obéit pas à cette règle, ce qui s'explique aisément par l'indigence des écoulements en amont (Sem1 et Sem2) induisant une grande vulnérabilité à la pollution.

Les profils thermiques des 5 campagnes de mesures sont relativement plus contrastés dans le temps que dans l'espace (Figure 7-10d). En effet, les amplitudes maximales entre les campagnes sont de 10° à 14°C aux mêmes points, ce qui souligne *a priori* une forte dépendance aux conditions atmosphériques et un faible apport de nappe. Par contre, dans l'espace, pour une même campagne, les contrastes thermiques restent faibles (inférieurs à 5°C) (Figure 7-10d). Pour comparaison, dans les cours d'eau drainant les nappes des calcaires jurassiques, on observe classiquement une homothermie au niveau des recouvrements aquifères et une forte vulnérabilité aux conditions atmosphériques pour les cours d'eau filtrants, ce qui détermine de forts contrastes spatiaux des valeurs mesurées. Dans le cas du bassin versant de la Semoigne, les étangs piscicoles du domaine de Neuville situés dans une zone d'apport hydrologique en amont immédiat du point Sem4 – où les débits spécifiques augmentent sensiblement – tendent à lisser les profils thermiques des eaux. Lors la campagne du 12/12/2013, réalisée un jour de gel, la température de la Semoigne n'augmente que de 0,9°C à la traversée des étangs, alors que l'augmentation est de 3,5°C durant la campagne du 26/09/2013 où la température atmosphérique a atteint 25°C.

L'analyse des profils de débit, de conductivité et de température montre que les écoulements de la Semoigne sont marqués dans la partie amont par de faibles ressources en eau mais une forte minéralité. À l'inverse, dans la partie aval, les débits augmentent et les conductivités diminuent. Le rôle des affluents est mis en évidence en comparant les profils hydrologiques de la Semoigne aux profils réalisés en soustrayant les apports latéraux issus du drainage de la

couverture (Figure 7-10e, f et g). Pour les campagnes de septembre 2013, de mars 2014 et de juin 2014, les affluents mesurés ne fournissent respectivement que 35 %, 39 % et 23 % du débit observé à l'exutoire du bassin (Sem9) pour chaque campagne de mesure, ce qui souligne un mode de vidange des aquifères préférentiellement concentré dans le corridor fluvial (Tableau 7-3).

Campagnes	06/09/2013		14/03/2014		20/06/2014	
Affluents	81 l/s	35 %	328 l/s	39 %	66 l/s	23 %
Corridor fluvial	146 l/s	65 %	511 l/s	61 %	221 l/s	77 %

Tableau 7-2 : Répartition des écoulements de la Semoigne à l'exutoire (Sem9).

La carte des rendements spécifiques (Figure 7-11) réalisée à partir des apports hydrologiques calculés pour chaque bassin élémentaire du réseau de mesure confirme cette observation. La Semoigne supérieure (en amont de Sem2), le Ruisseau de la Semoigne (Sem3d), la Brandouille (Sem8g), et le bassin supérieur du Ruisseau de Champvoisy (Sem5d2 et Sem5d3) présentent des rendements spécifiques faibles (1 à 2,8 l/s/km<sup>2</sup>) qui contrastent avec ceux calculés en fond de vallée (7 à 18 l/s/km<sup>2</sup>) entre les points Sem4 et Sem9. C'est donc préférentiellement dans la vallée principale et dans la partie aval du bassin versant que la vidange aquifère s'effectue, là où les glissements sont les plus nombreux ! Cette vidange s'effectue en fond de vallée, et se fait par le drain principal (cours d'eau drainant) et par des sources d'émergence de nappe, sur les versants.

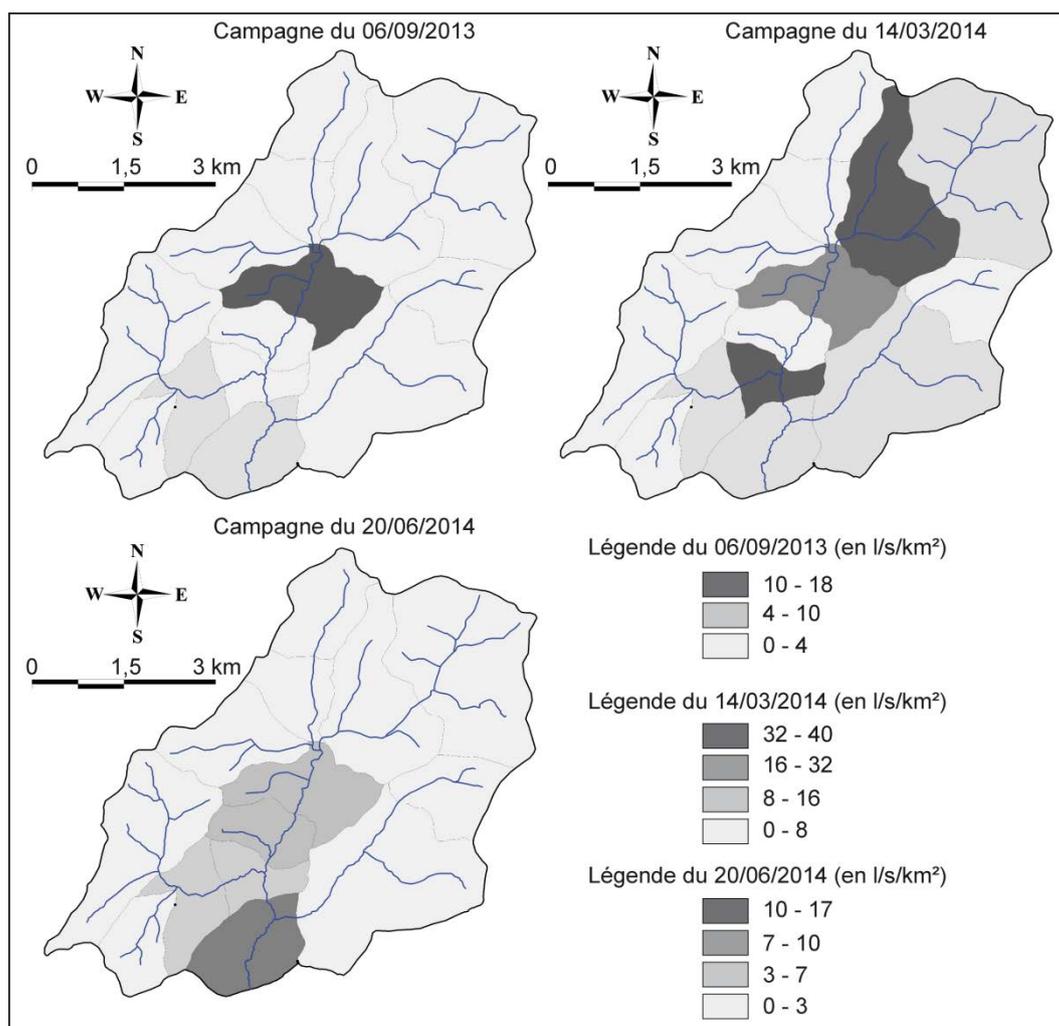


Figure 7-8 : Cartes des rendements spécifiques dans le bassin versant de la Semoigne.

## 7.2. Organisation spatiale des sources et glissements de terrain

Parallèlement aux campagnes de mesures, une cartographie des sources a été réalisée sous SIG à partir des cartes géologiques au 1/50 000<sup>ème</sup>, de la Banque du Sous-Sol (BSS) et d'inventaires du BRGM, complétés par une vérification sur le terrain. Cette cartographie a pour objectif une comparaison de la répartition spatiale des émergences de nappe et des glissements de terrain (Figure 7-12). Ces derniers ont systématiquement été cartographiés dans la partie aval du bassin versant de la Semoigne, où ils abondent, à partir de données de terrain : indices topographiques, affleurements, occupation des sols (cultures et zones humides).

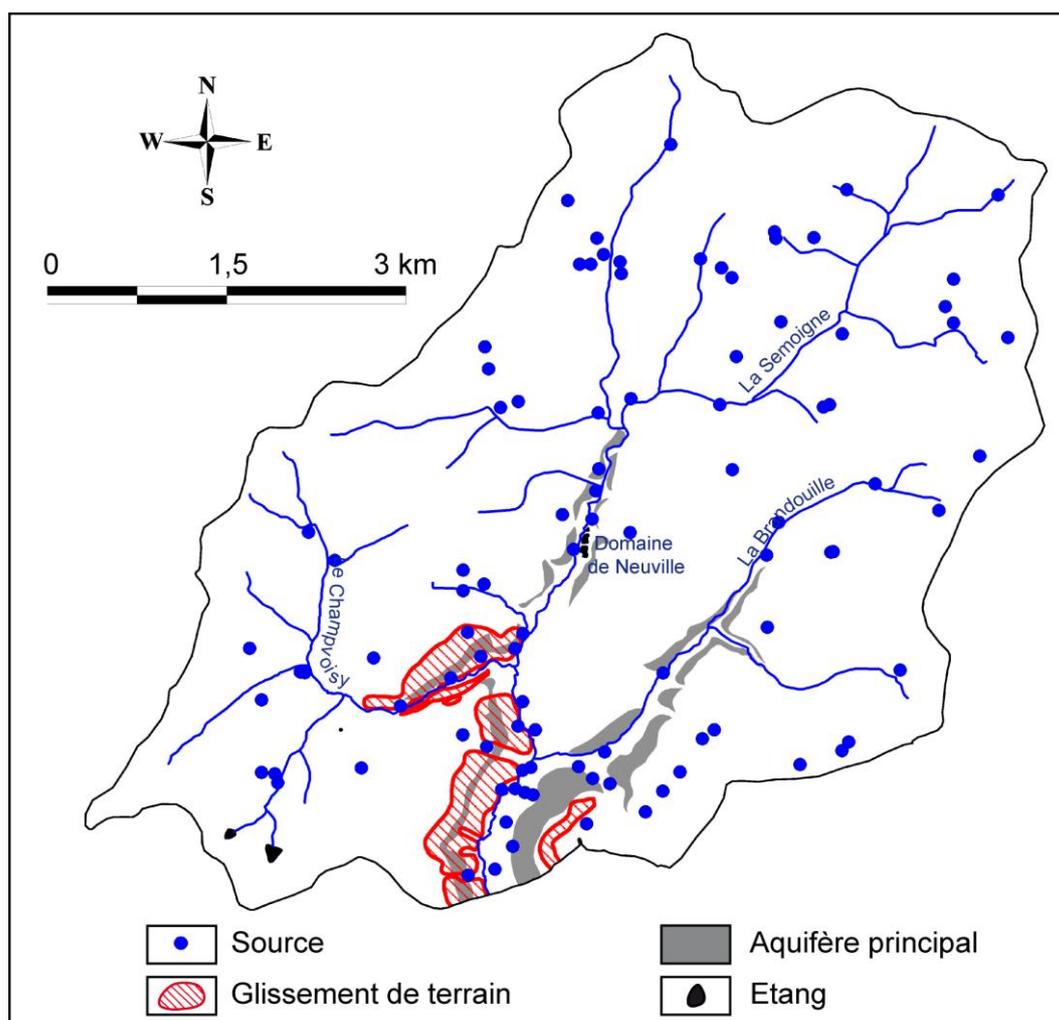


Figure 7-9 : Carte des sources et emprise des glissements de terrain.

La cartographie des sources montre un total de 97 sources dans l'ensemble du bassin versant de la Semoigne, dont 71 (soit 73 %) sont des sources de dépression, c'est-à-dire localisées dans les vallées de la Semoigne et de ses affluents. Seulement 26 (soit 27 %) sont situées sur le plateau et, du fait de leur faible rendement, ne se raccordent pas, le plus souvent, au réseau hydrographique. Malgré une surface d'affleurement réduite (Tableau 7-4), l'aquifère principal, très productif, compte 14 sources. Cela représente une densité de plus de 5 sources par km<sup>2</sup> d'affleurement, soit cinq fois supérieure à la densité moyenne pour l'ensemble du bassin versant de la Semoigne (1,07 source/km<sup>2</sup>), où l'essentiel des sources émergent de la couverture (0,94 source/km<sup>2</sup>). Ces valeurs montrent la prépondérance de l'aquifère de l'Yprésien supérieur/Lutétien inférieur et moyen dans les ressources en eau de la Semoigne, ainsi que son caractère capacitif et transmissif.

	<b>Aquifère principal</b>	<b>Aquifères secondaires</b>	<b>Bassin versant de la Semoigne</b>
<b>Superficie affleurement</b>	2,77 km <sup>2</sup>	88,23 km <sup>2</sup>	91 km <sup>2</sup>
<b>Nombre de sources</b>	14	83	97
<b>Densité de sources</b>	5,05 sources/km <sup>2</sup>	0,94 source/km <sup>2</sup>	1,07 source/km <sup>2</sup>

Tableau 7-3 : Densité et nombre de sources selon les aquifères.

La carte géomorphologique de l'aval du bassin versant (Figure 7-13) illustre l'ampleur des glissements de terrain, principalement de type « Châtillon », dont les replats et/ou les contre-pentes atteignent des largeurs de 400 m. Leur profondeur moyenne, une vingtaine de mètres, est déduite de leur morphologie et de comparaisons avec les données issues des investigations sur le glissement des Jacotines. Les glissements se concentrent en rive droite de la Semoigne sur le versant exposé à l'est, tandis que le versant exposé à l'ouest ne présente que des coulées superficielles affectant les formations du Lutétien supérieur et du Ludien (voir par ailleurs). Ces coulées plus ou moins stabilisées, que révèle un modelé de solifluxion et des arbres dits en « queue de pipe », expliquent certainement le fait que cette partie du versant soit laissée en forêt. Cette configuration est fréquente dans l'ensemble du vignoble champenois : l'organisation spatiale des glissements de terrain, dans cette structure homogène, s'explique par le sapement des rives concaves par les cours d'eau plutôt que par l'exposition conditionnant les alternances gel/dégel en période froide, nous l'avons vu.

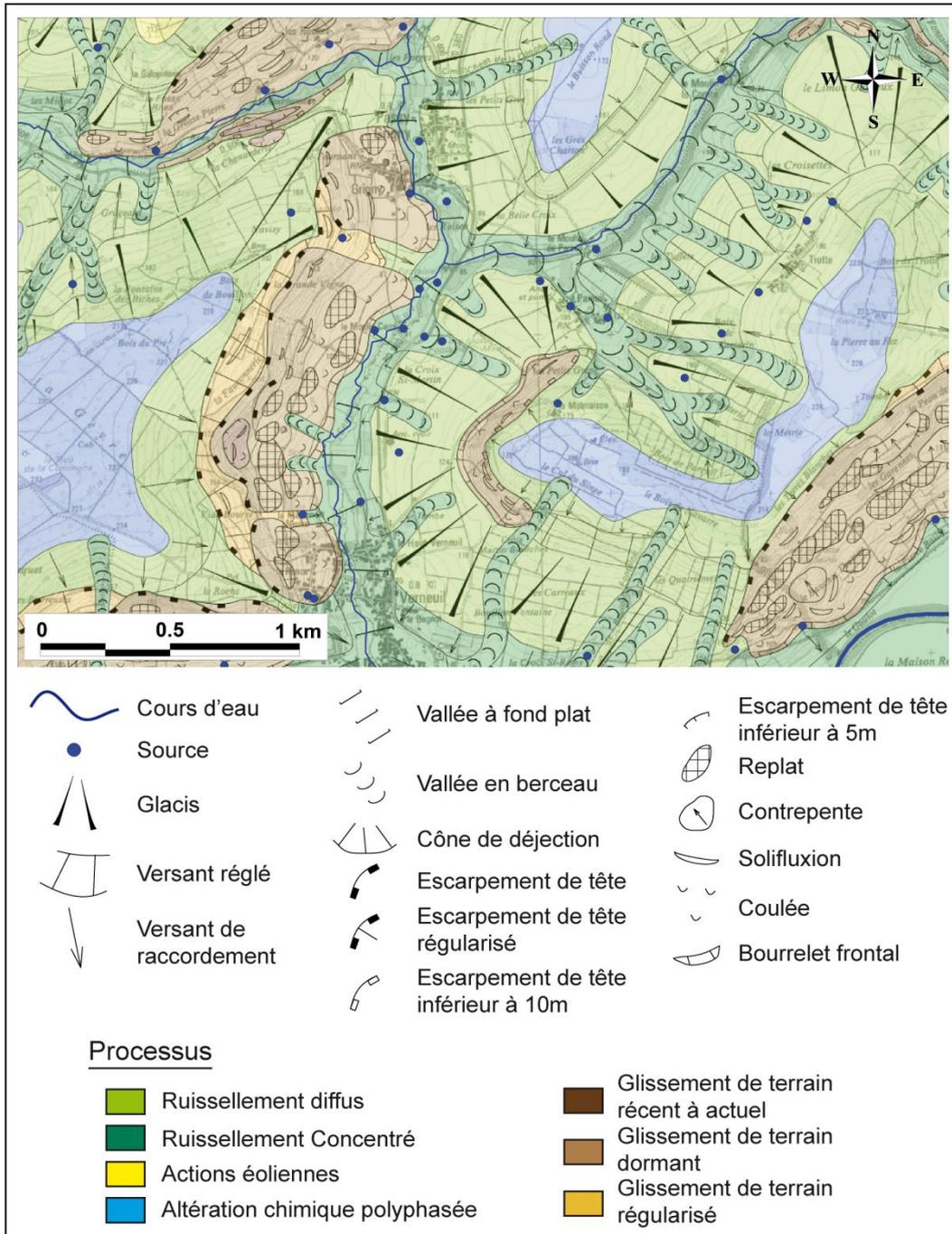


Figure 7-10 : Processus géomorphologiques et répartition des sources.

## 7.2.1. Ressources en eau et glissements de terrain dans le bassin versant de la Semoigne

### 7.2.1.1. À l'échelle du bassin versant

La répartition des affleurements géologiques dans le bassin versant de la Semoigne (Figure 7-5) conditionne les profils hydrologiques. Le segment supérieur de la Semoigne (amont de Sem2) ainsi que ses affluents s'inscrivent dans les formations du Ludien (complexe supra-gypseux, Calcaire de Champigny, Calcaires et marnes de Saint-Ouen) et du Lutétien supérieur (Marnes et caillasses). Ces formations lithologiquement hétérogènes et peu épaisses, constituent des aquifères multicouches en position d'interfluve et de plateau. Les faibles débits spécifiques mesurés illustrent la faible productivité de ces nappes perchées dont la surface piézométrique est fortement rabattue. La multiplicité des niveaux aquifères de ces formations détermine de nombreuses sources limnicrènes ou hélocrènes sans connexion avec le réseau hydrographique. Ces sources peu productives entretiennent des zones humides de plateau caractéristiques de la Brie champenoise. Les formations ludiennes et les Marnes et caillasses s'apparentent donc à une compresse humide et jouent le rôle d'une couverture semi-perméable sur l'aquifère du Lutétien inférieur et moyen, alimenté par drainance. Ainsi, les fortes valeurs de conductivité relevées sur l'ensemble du bassin versant de la Semoigne s'expliquent par la solubilité du complexe supra-gypseux, qui libère des sulfates de calcium, et celle des Marnes et caillasses qui fournissent des eaux très chargées en carbonates de calcium à l'origine de nombreuses tuffières de sources, des barrages de tufs, des ruisseaux tuffeux et des concrétions alluviales de type oncoïde (Devos *et al.*, 2009). C'est d'ailleurs la saturation en  $\text{CaCO}_3$  des eaux qui pénètrent par drainance dans les calcaires du Lutétien moyen qui explique le faible degré de karstification, généralement héritée et fossile, de ces calcaires (Devos *et al.*, 2009 ; Devos *et al.*, 2013). Pour comparaison, à Verneuil, vers le point Sem9, le suivi de la qualité des eaux de la Semoigne dans le cadre du réseau national de bassin de l'Agence de l'Eau Seine-Normandie montre une forte minéralité et un faciès bicarbonaté calcique. Leur pH moyen est de 8,46 et leur dureté moyenne de 40°F, avec des concentrations moins fortes en sulfates et en chlorures, 45 mg/l et 27 mg/l respectivement, pour la période 2010-2013.

Par contre, dans sa partie médiane, la Semoigne recoupe les formations du Lutétien moyen (Calcaires grossiers et Tuffeau de Damery) et de l'Yprésien supérieur (Sables de Cuise). Ces formations plus homogènes et surtout plus perméables, parfois séparées par des niveaux argileux discontinus et peu épais (Argiles de Laon, inférieures à 1,5 mètre) déterminent un aquifère unique de dépression qui constitue le principal réservoir en eau de la région. Il est beaucoup plus productif, ce qui se manifeste par l'augmentation marquée des débits spécifiques de Sem4 à Sem7 (Figure 7-10 et 7-11). La vidange de cet aquifère, captif sous les formations semi-perméables au niveau des plateaux mais affleurant dans la vallée médiane de la Semoigne, s'effectue préférentiellement par le drain principal (cours d'eau drainant) et secondairement par des sources de fond de vallée en connexion directe avec le drain principal

(sources d'émergence de nappe). La diminution modérée de la conductivité sur ce tronçon s'explique par une dilution, car cet aquifère est plus productif, et par la présence des Sables de Cuise, riche en quartz ; rappelons que les calcaires lutétiens, perchés et filtrants (leur nappe est généralement rabattue aux Argiles de Laon, là où ils existent), sont moins capacitifs que les sables cuisien. Plus à l'aval, la Semoigne incise les formations argileuses de l'Yprésien inférieur qui constituent le mur de l'aquifère principal. Sur ce tronçon, la vidange aquifère ne s'effectue donc plus par des cours d'eau drainant mais par des sources latérales de fond de vallée ou de bas de versant (Figure 7-12 et 7-13). À la différence des sources du plateau, ces sources sont rhéocrènes, en connexion avec le drain principal, ce qui se manifeste par des débits spécifiques soutenus entre Sem7 et Sem9.

Ces données hydrologiques permettent donc de spatialiser les ressources en eau et d'opposer les plateaux aux vallées. Dans cette structure quasi-aclinale, l'organisation spatiale des ressources en eau dépend donc du degré d'incision des vallées. Les vallées peu incisées drainent une couverture semi-perméable peu productive au niveau des interfluves des plateaux. Par contre, les vallées profondes, proches de leur niveau de base local (la vallée de la Marne), déterminent une fenêtre géologique et recoupent l'aquifère captif et productif du Lutétien-Cuisien. Le long du corridor fluvial, la vidange aquifère s'effectue alors par drainage des cours d'eau et par le biais d'émergences de dépression, au bas des versants et en fond de vallée. L'incision du réseau hydrographique a une autre conséquence sur l'organisation spatiale des ressources en eau : la dynamique de détente sur les versants, liée au creusement, se traduit par l'apparition d'un dense réseau de fissures parallèles à la vallée (Devos *et al.*, 2012) qui augmente considérablement la transmissivité du milieu. C'est aussi ici qu'apparaissent les glissements de terrain dans le bassin versant.

#### 7.2.1.2. À l'échelle des versants

La cartographie géomorphologique montre en effet que les glissements de terrain sont exclusivement positionnés dans la partie inférieure du bassin versant, marquée par les plus forts rendements hydrologiques de basses-eaux et d'étiage. Ils sont également localisés sur la ligne de sources principale, correspondant au contact entre l'aquifère du Lutétien-Cuisien et les argiles de l'Yprésien inférieur (Figure 7-5). En retour, leur présence modifie la répartition des sources, qui se situent généralement à la périphérie des glissements : soit en bordure, là où le contact entre les sables du Cuisien et les argiles du Sparnacien affleure, entre deux masses glissées ; soit au front des glissements, et donc en contrebas de la ligne de source potentielle. L'explication de cette dernière configuration par une continuité théorique entre aquifère du substrat et aquifère des glissements de terrain, qui ne rendrait d'ailleurs pas compte de l'absence de sources au sein des masses glissées, n'éclaire pas la question du comportement hydrogéologique de ces masses glissées. L'approche hydrologique apporte des éléments de réponse.

Dans le sous bassin versant Sem9, le volume de l'aquifère Yprésien supérieur/Lutétien inférieur et moyen est seulement cinq fois supérieur à celui des glissements de terrain.

L'influence de ces derniers sur les paramètres hydrologiques devrait ainsi être perceptible, ce qui n'est le cas ni pour la qualité des eaux ni pour les débits. Les glissements de terrain ne contiennent donc pas d'aquifère transmissif restituant régulièrement l'eau *via* une source rhéocrène. Si leur rôle de réservoir est possible, l'hétérogénéité du matériel déplacé et déstructuré contrarie la circulation de l'eau. L'écoulement pérenne des sources en contrebas des glissements n'en est donc que partiellement issue, et l'alimentation de ces sources est donc liée à la vidange régulière de l'aquifère principal le long du plan de glissement (Figure 7-14). La masse glissée joue donc un rôle de couverture semi-perméable, voire imperméable, barrant un aquifère principal devenu semi-captif. Une infiltration remontante au sein du glissement est cependant possible comme l'indiquent les données piézométriques (voir Chapitre 8), conditionnant plus une pression interstitielle que la formation d'une nappe *sensu stricto*. À l'infiltration remontante s'ajoute probablement l'eau infiltrée des précipitations (dans une proportion non calculée). Les masses glissées provoquent donc sur les terrains qu'elles recouvrent une véritable discontinuité dans le champ des perméabilités. Ainsi, en rive droite de la Semoigne inférieure, les affleurements aquifères sont drapés d'une couverture peu perméable à l'origine d'anomalies dans la position des sources, tandis qu'en rive gauche, en l'absence de glissements de terrain, les eaux sourdent le long des lignes de sources potentielles ou selon le dispositif hydrogéologique d'aquifère à surface libre.

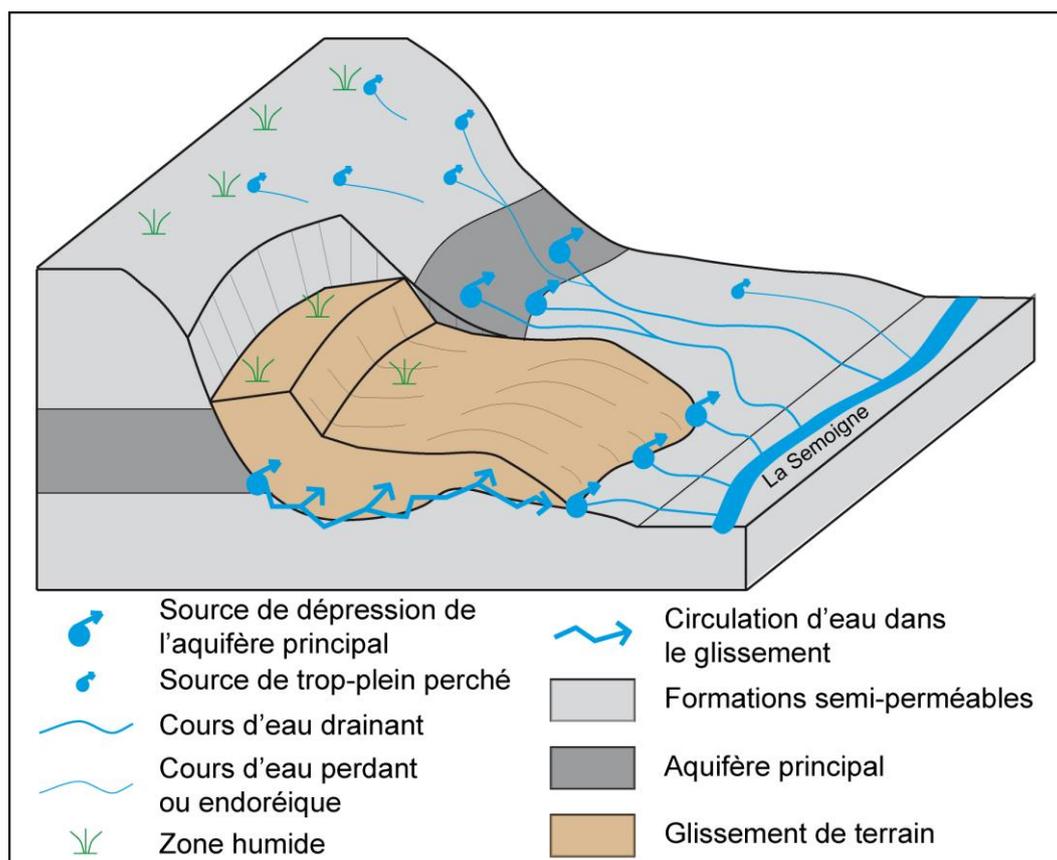


Figure 7-11 : Schéma synthétique des ressources en eau (bassin versant de la Semoigne).

### 7.2.2. Ressources en eau et glissements de terrain dans le vignoble champenois

La répartition spatiale des sources dans l'ensemble du vignoble champenois s'apparente à celle de la vallée de la Semoigne, où les glissements de terrain sont principalement de types « Châtillon » et « Vincelles ». La comparaison avec la carte géomorphologique montre que les sources recensées de la Banque du Sous-Sol (BSS) et des inventaires du BRGM ne se trouvent pas au sein des masses glissées pour les types « Ay », « Romery » et « Germaine », mais toujours en bordure ou en front de coulée. Cependant, certaines exceptions se rencontrent, dans les glissements de terrain de type « Reuil » notamment, où des sources apparaissent soit au niveau de la cicatrice de départ soit dans le corps même de la masse glissée. Au niveau de la cicatrice de départ, les sources apparaissent aux endroits où le versant est dénué de matériel glissé qui s'est déplacé vers le fond de vallée, laissant quasiment affleurer le substrat. La vidange aquifère s'opère donc comme sur un versant nu.

La carte géomorphologique permet aussi de constater que dans les masses glissées, les sources peuvent se situer en contrebas de replats ou de contrepentes de tailles décamétriques ou supérieures. Leur présence s'expliquent pas la nature rotationnelle des glissements de terrain de type « Reuil ». En effet, le long de la surface de rupture courbe, les terrains glissés conservent leur structure. Ainsi, la partie de l'aquifère déplacé devient une réserve d'eau semi-captive, plus basse en altitude, qui peut soit contenir de l'eau en quantité suffisante, soit restituer l'eau de l'aquifère principal *via* des cheminements de circulations préférentiels au sein de la masse glissée. Ce type de source s'observe sur le glissement des Jacotines, à une altitude de 155 mètres, en contre bas des replats. Les informations issues des investigations sur les ressources en eau de la vallée de la Semoigne (prise comme modèle), de la cartographie géomorphologique et des investigations géophysiques sur le glissement des Jacotines permettent de proposer un schéma de circulation de l'eau (Figure 7-15). En haut de versant, une source apparaît au niveau du mur des calcaires du Ludien, dont la dizaine de mètres d'épaisseur forment un aquifère marqué par une ligne de sources (qui se suit jusqu'à la vallée du Brunet). Dans la masse glissée, une seconde source se situe au contact de l'Yprésien inférieur et de l'Yprésien supérieur tel que reconstitué par le carottage et les données géophysiques.

En conservant la structure géologique, le glissement rotationnel des Jacotines ne barre pas l'aquifère principal comme c'est le cas pour les glissements de la Semoigne. L'eau circule dans les différents compartiments, sur le principe de vases communicants, jusqu'à atteindre la base des matériaux de la réactivation superficielle. Or ces matériaux cisailés et déstructurés, peu compacts et perméables, peuvent facilement se saturer en eau à partir des sables cuisiens compris dans le glissement rotationnel. La vidange s'effectue alors par une source rhéocrène à 155 mètres d'altitude et par l'écoulement des eaux *via* les différents plans de glissement. Ainsi, aux Jacotines, aucune source n'est répertoriée en front de coulée. Les glissements à l'est des Jacotines n'en présentent pas non plus, contrairement aux glissements situés à l'ouest, jusque Vincelles. La description de l'aquifère de l'Yprésien supérieur/Lutétien inférieur et moyen laisse pourtant supposé qu'il n'est pas moins capacitif ou transmissif vers

l'est. Cette anomalie apparente s'explique par le fait qu'aux Jacotines, la coulée du glissement de terrain, qui rejoint le fond de vallée, recouvre la craie sur plus de 500 mètres. L'eau qui circule *via* la surface du glissement s'infiltré donc dans la craie (dont la porosité est de 40 %) et rejoint l'aquifère campanien. L'aval de la coulée est donc moins humide et, par conséquent, moins exposée aux réactivations. Ainsi, les 35 glissements récents du vignoble champenois, répertoriés dans la BD MVT du BRGM et identifiés comme des réactivations, sont à 86 % situés au niveau des terrains tertiaires. Seuls 14 % de ces réactivations ont lieu à l'aplomb de la craie, qui joue un rôle d'éponge dans le système. La craie est donc facteur de stabilité non seulement par ses caractéristiques mécaniques, mais aussi par son comportement hydrologique.

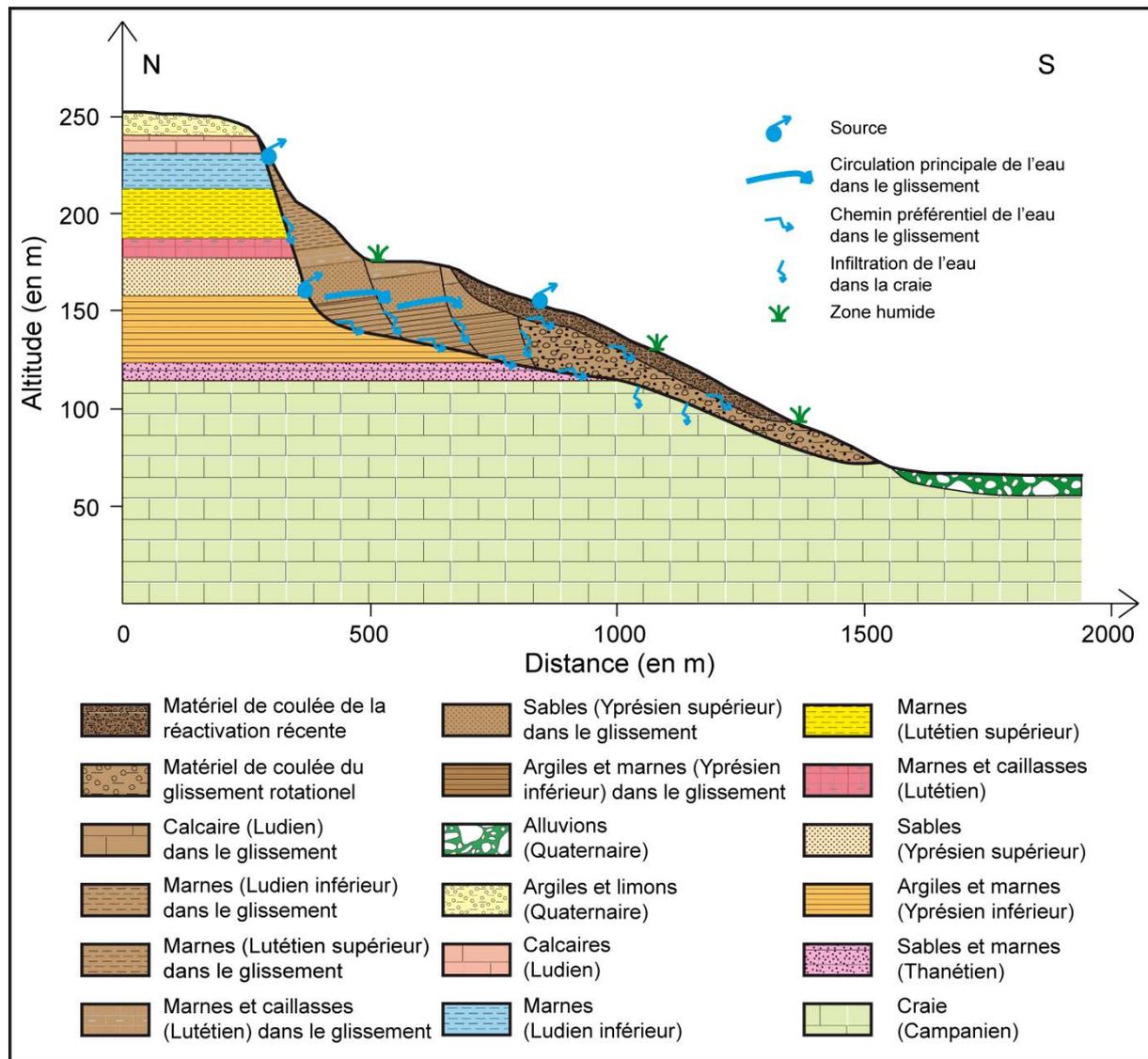


Figure 7-12 : Circulation de l'eau dans le glissement des Jacotines.

### 7.3. Conclusion du Chapitre 7

L'approche hydrologique des eaux de surface en période de basses eaux et d'étiage permet de spatialiser les ressources en eau au sein des bassins versant et de comprendre le rôle fondamental des eaux souterraines dans la répartition spatiale des glissements de terrain. Les glissements de terrain sont situés où les ressources en eau sont les plus importantes. En retour, les masses glissées modifient la répartition spatiale des sources dans le bassin versant. Les lignes de sources sont recouvertes par les matériaux peu perméables des glissements, qui déterminent une vidange *via* le plan de cisaillement, en contrebas des coulées. Ce schéma ne s'observe toutefois pas lorsque les coulées se propagent sur la craie dans laquelle l'eau s'infiltré et rejoint la nappe.

Si la pente et la lithologie semblent conserver une certaine pertinence en tant que facteur de répartition des glissements dans le bassin versant de la Semoigne, c'est que, pour rattraper son niveau de base, cette rivière a profondément incisé son cours aval, où se concentrent les glissements affectant l'Yprésien et le Lutétien inférieur et moyen. Mais, en termes de stabilité, la conséquence de cette incision est le recoupement de l'aquifère principal, dont la vidange est la cause première des volumineux glissements de masse, et de leur réactivation superficielle ultérieure.

## ***Chapitre 8. Circulation de l'eau au sein d'un glissement : l'exemple de Montchenot***

Les investigations menées dans le bassin versant de la Semoigne rendent compte des relations réciproques entre hydrogéologie et mouvements de terrain à l'échelle du bassin versant. Il reste à préciser les modalités de l'écoulement à l'échelle du glissement. Le glissement de Montchenot, situé sur les communes de Villers-Allerand et Serriers, est depuis longtemps équipé de piézomètres. Des recherches menées en 2010 avaient abouties à la reconnaissance d'interactions hydrogéologiques entre le substrat et le glissement de terrain (Bollot, 2010), dont il est nécessaire d'évaluer la nature et l'impact sur la stabilité du versant (Parriaux, 2010). Par le biais d'une approche pluridisciplinaire – géomorphologique, hydrogéologique et géophysique –, ce chapitre conforte et précise les résultats obtenus dans le bassin versant de la Semoigne, et aboutit à un schéma conceptuel du comportement hydrogéologique des glissements.

## 8.1. Le glissement de Montchenot, situation et méthodes d'investigation

Pour dévier la RD951, anciennement RN51, du hameau de Montchenot, la Direction Départementale de l'Équipement avait installé en 2002 des piézomètres sur le tracé en projet – aujourd'hui abandonné – où se trouve le glissement.

### 8.1.1. Contexte géographique et géologique

Le glissement de Montchenot se situe sur le versant nord de la Montagne de Reims, en contrebas de la RD 951 reliant Reims à Epernay. Le sommet du front de cuesta, sous couvert forestier, dessine un rentrant de plusieurs centaines de mètres entre le hameau de Montchenot et le village d'Ecueil à l'ouest. Ce rentrant est la conséquence de l'érosion régressive du Rouillat, cours d'eau affluent de la Vesle. Un chevelu hydrographique s'est développé dans la partie supérieure du bassin versant, alimenté par la vidange des aquifères tertiaires (Yprésien supérieur et Thanétien) du front de côte, et à environ 300 mètres en aval du glissement de Montchenot, le Rouillat est un cours d'ordre 3 selon la classification de Horton (Figure 8-1).

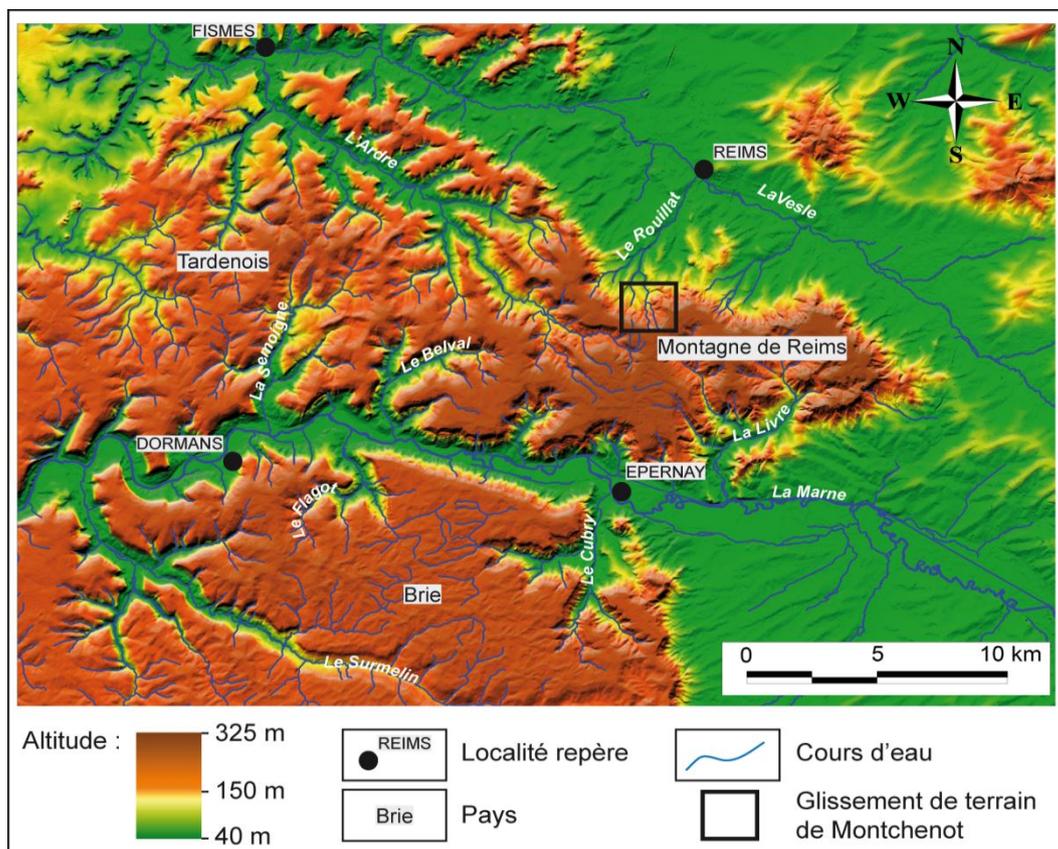


Figure 8-1 : Localisation du glissement de Montchenot.

La partie supérieure du bassin versant du Rouillat s'inscrit dans des formations du Tertiaire. L'échelle stratigraphique (Figure 8-2) construite à partir des données de la BSS du BRGM montre une structure typique du vignoble champenois (Laurain *et al.*, 1981). La craie, qui n'affleure pas au niveau du glissement, est recouverte en discordance par les niveaux de marnes et de sables à *Microcodium* du Thanétien sur lesquels reposent près de 30 mètres d'argiles plastiques de l'Yprésien inférieur. Les sables de l'Yprésien supérieur sont surmontés par les argiles de Laon puis par les Marnes et caillasses du Lutétien. Les niveaux supérieurs, souvent indifférenciés, se composent principalement de formations argileuses et marneuses, et l'ensemble est recouvert par les argiles à meulière en haut de versant.

	AGE	STRATIGRAPHIE	NGF (en m)	DESCRIPTION LITHOLOGIQUE
TERTIAIRE	Quaternaire		260	Argiles à meulière
	Bartonien et Ludien indifférenciés		256	Marnes ocres
			241	Argiles et marnes jaunes, grises vertes et blanches
	Lutétien		239	Argiles vertes
	Yprésien supérieur		233	Marnes et caillasses
			227	Argiles de Laon
			208	Sables
	Yprésien inférieur		180	Argile plastique
	Thanétien		169	Sables et grès à microcodium
			150	Marnes à <i>Microcodium</i>
Campanien			Craie	

Figure 8-2 : Echelle stratigraphique près de Montchenot.

### 8.1.2. Méthodes d'investigations

La carte géomorphologique à grande échelle recense les formes du glissement de terrain, ce qui permet de déduire son emprise spatiale et son type. La méthode cartographique « champenoise » est la même que celle employée pour l'ensemble du vignoble (Guérémy et Marre, 1996) et les données sont reportées sur un fond de carte à 1 : 3 000 levé par la DDE où les courbes de niveaux ont une équidistance plus faible au niveau du glissement (1 m) qu'aux alentours (5 m). La localisation précise de chaque forme renseigne sur la cinématique du glissement et l'ensemble sert de base pour déterminer le positionnement de quatre profils de résistivité électrique, qui permettront de préciser la structure interne du glissement (Godio et Bottino, 2001 ; Israil et Pachauri, 2003 ; Lebourg *et al.*, 2009 ; Lebourg *et al.*, 2010 ; Tric *et al.*, 2010), et de confirmer la nature du modelé de surface (Perrone *et al.*, 2006 ; Migon *et al.*, 2010 ; Zerathe et Lebourg, 2012). Les données sont acquises par les dispositifs pôle-dipôle et gradient (Sanchez *et al.*, 2007). Le premier dispositif permet d'obtenir des informations sur de plus grandes profondeurs, et le second offre les mêmes compromis de résolution verticale et latérale que le dispositif dipôle-dipôle utilisé aux Jacotines (Dahlin et Zhou, 2004), tout en ayant un meilleur rapport signal/bruit (Dahlin et Zhou, 2006). Les électrodes le long de ces profils ont été espacées de 5 mètres pour obtenir un bon compromis entre la précision et la profondeur atteinte. Les données brutes ont fait l'objet d'une inversion, comme aux Jacotines, pour transformer les valeurs apparentes en valeurs vraies (Colangelo *et al.*, 2006 ; Göktürkler *et al.*, 2008). Les tomogrammes sont précisément calés sur la topographie, au niveau de chantier.

Ces investigations sont complétées par un suivi des niveaux d'eau dans les puits à l'aide d'une sonde piézométrique (Figure 8-3). Les relevés ont été effectués chaque semaine du 06/01/2012 au 23/04/2014, selon le même protocole que celui utilisé du 03/12/2009 au 06/05/2010 (Bollot, 2010). Pour déterminer le biais causé par la périodicité des mesures, un suivi journalier a été effectué pendant les mois de septembre 2013 et de février 2010. Dans un contexte où les glissements de terrain sont dormants, cette méthode, souvent employée pour comprendre la relation entre déplacements et conditions climatiques (Lissak *et al.*, 2009 ; Lissak, 2012), renseigne sur les circulations internes de l'eau dans le glissement. Le réseau de 13 piézomètres permet ainsi d'observer les différences de comportements hydriques entre 1) le versant stable et le glissement et 2) les différents secteurs de ce même glissement. Les résultats sont interprétés en fonction des statistiques climatiques qui permettent de caractériser la période d'investigation. Le croisement de toutes ces données permet de saisir les relations hydrogéologiques entre le substrat et le glissement de terrain, ainsi que les circulations de l'eau au sein du glissement (Naudet *et al.*, 2008). Pour chaque piézomètre, le suivi des paramètres physico-chimiques – conductivité et température – est fait à l'aide d'un collecteur d'eau et d'une sonde multiparamètres WTW (Figure 8-3).



Figure 8-3 : Relevé piézométrique (a), collecteur d'eau (b) et sonde multiparamètres (c).

## 8.2. Morphologie et ressources en eau du glissement de Montchenot

La carte géomorphologique levée en 2010 a été corrigée pour tenir compte de l'évolution des formes entre 2010 et 2013 (Figure 8-4 et Figure 8-5), et complétée à partir des résultats géophysiques et hydrogéologiques.

### 8.2.1. Le modelé du glissement de Montchenot

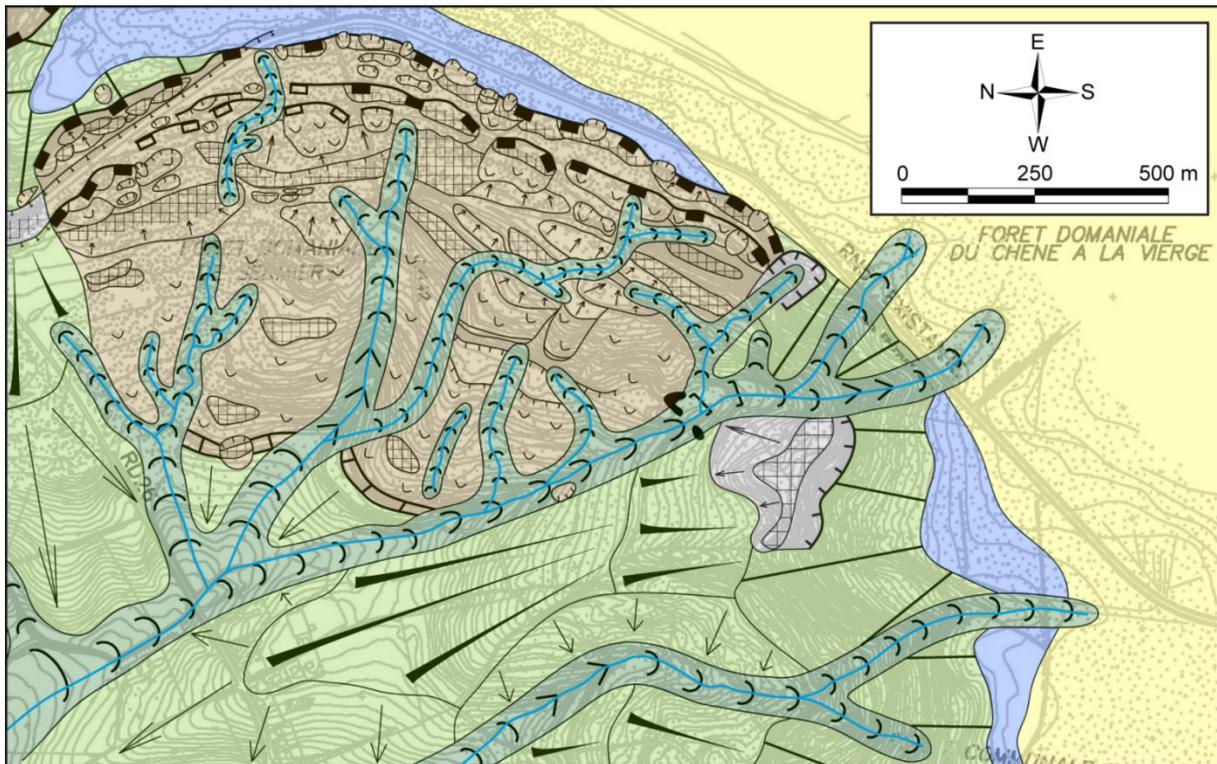


Figure 8-4 : Cartographie géomorphologique du glissement de Montchenot (Montagne de Reims).

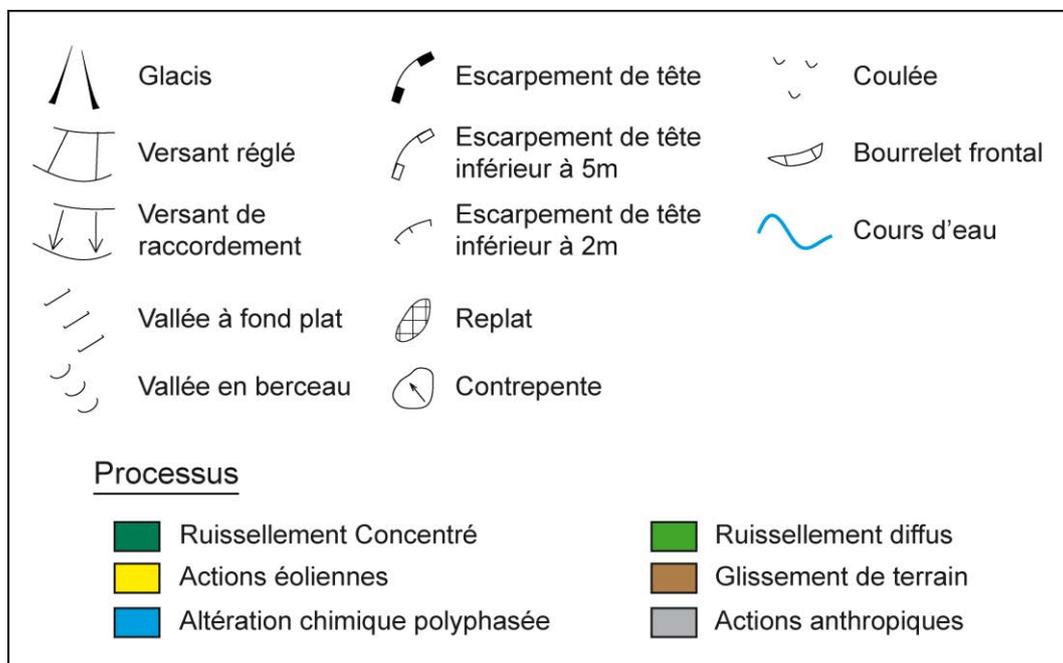


Figure 8-5 : Légende de la carte géomorphologique de Montchenot.

À l'aplomb du glissement, sur le rebord du plateau, des argiles à meulière sont partiellement recouvertes de limons dont l'épaisseur peut atteindre 5 mètres. Les versants sont réglés dans leur partie supérieure puis se prolonge par un ou deux niveaux de glacis colluviaux. Au nord, un seul niveau est visible mais deux niveaux sont bien distincts à l'ouest du glissement (le hameau du Petit Fleury est installé sur le glacis le plus bas). La partie inférieure des versants, aux pentes plus fortes, correspond à des versants de raccordement. Outre la RD 951, qui crée une rupture de pente et un replat au nord-est du glissement, la transition entre le versant réglé et le glacis est perturbée, au nord, par un parking qui occupe un ancien tracé de la route. Au sud, de part et d'autre du ruisseau du Rouillat, on reconnaît les vestiges de deux carrières. La plus importante, en rive gauche du Rouillat, présente un escarpement de plus de 20 mètres dominant un replat. La carrière en rive droite est plus modeste – son escarpement est haut de 10 mètres environ – et se trouve en tête de vallon. La confluence de ce vallon avec le Rouillat, d'orientation sud-nord, se fait dans une vallée à fond plat d'environ 40 mètres de largeur qui doit son origine à un ancien barrage construit en relation avec les activités d'extraction, et dont les vestiges sont encore visibles aujourd'hui (il est figuré en noir sur la carte).

Le versant oriental est affecté par des glissements de terrain. L'escarpement de tête rogne directement sur le plateau et il est affecté par de nombreuses réactivations partielles. La partie sud de la zone glissée est marquée par une succession de deux à trois escarpements secondaires, débouchant chacun sur un niveau de replat ou de contrepente. Localement, des glissements plus modestes et plus récents rognent ou recouvrent ces formes. Plus bas sur le versant, la coulée se propage jusqu'au fond de la vallée du Rouillat. Elle présente également un modelé en gradins résultat de réactivations partielles. Plus au nord, la coulée n'atteint plus le fond de vallée et se termine par un bourrelet frontal pouvant atteindre 5 mètres de hauteur (Figure 8-6d). Au nord, où se trouvent les piézomètres, la partie supérieure de la zone glissée présente un large replat-contrepente et un escarpement de tête partiellement remodelé par des réactivations superficielles fonctionnelles (Figure 8-6a). La contrepente présente en surface une zone humide avec une végétation hydrophile dense, de nombreux points d'eau et une mare d'environ 50 mètres de long sur 20 mètres de large (Figure 8-6b et c). La coulée présente quelques replats qui supposent des réactivations postérieures à sa mise en place. Le bourrelet frontal est lui-même affecté par un petit glissement rotationnel au nord-ouest du site.

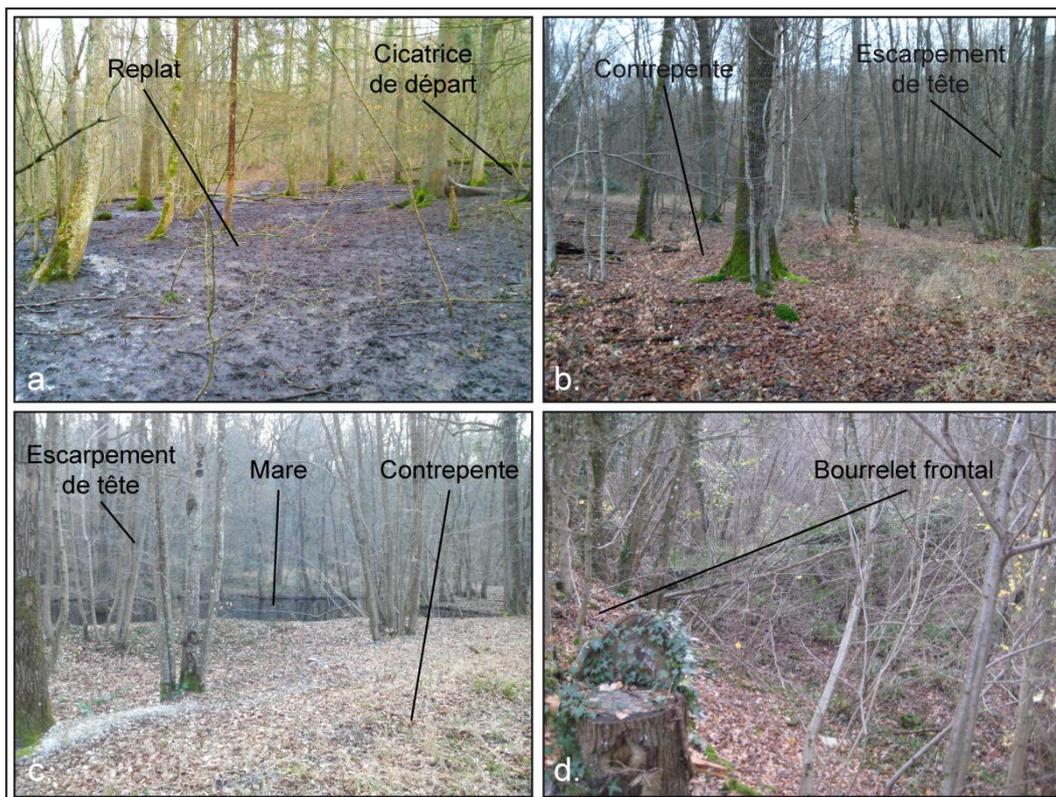


Figure 8-6 : Réactivation superficielle (a), replat-contrepente principal (b et c) et bourrelet frontal (d) dans la partie nord de la zone glissée de Montchenot (Montagne de Reims).

Dans ces masses glissées, le réseau hydrographique s'organise en conséquence. Au nord et au sud, les cours d'eau provenant du haut de versant sont détournés par les contrepentes les plus importantes, ou s'y perdent (Figure 8-7b), tandis qu'en contrebas de celles-ci, l'incision peut être marquée, même lorsque l'écoulement n'est pas pérenne (Figure 8-7a). Plus au sud, un cours d'eau se perd également au sein de la coulée. Dans un contexte argileux, les pertes de surface expriment le cisaillement des formations glissées.



Figure 8-7 : Incision d'un cours d'eau en contrebas d'une contrepente (a) et perte sur la contrepente principale (b), (Monchenot, Montagne de Reims).

## 8.2.2. Anatomie de la partie nord de la zone glissée

Les tomogrammes de résistivité électrique renseignent sur le volume et sur la structure interne du glissement et permettent, de fait, de caractériser en profondeur les zones où sont installés les piézomètres. Quatre profils ont été réalisés à l'aide d'un résistivimètre de marque ABEM : deux profils longitudinaux et deux profils transversaux (Figure 8-8), disposés de façon à pouvoir croiser structure interne et piézométrie.

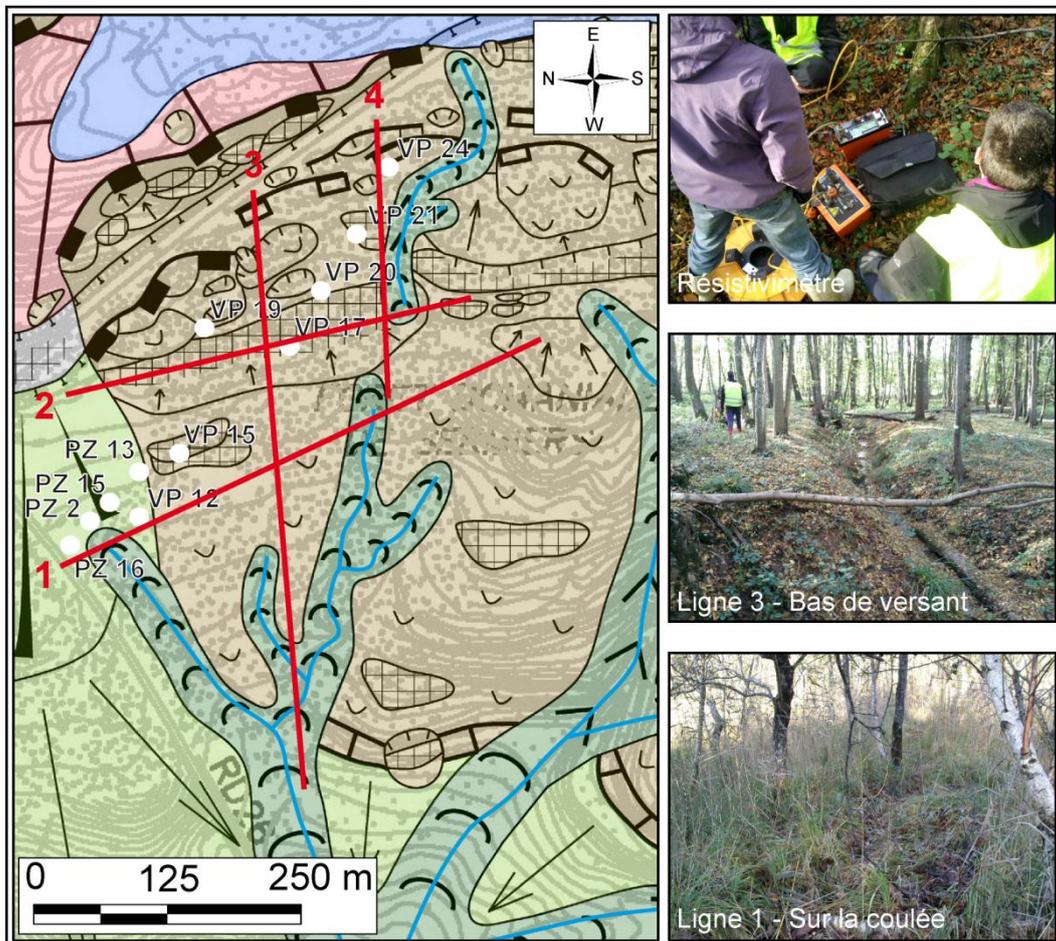


Figure 8-8 : Localisation des profils de résistivité électrique (Montchenot, Montagne de Reims).

### 8.2.2.1. *Structure interne de la zone glissée*

Le profil 3, longitudinal, permet de caractériser de haut en bas du versant l'ensemble de la structure du grand glissement septentrional sur lequel sont situés les piézomètres (Figure 8-8). Les valeurs de résistivité électrique sont représentées selon les dispositifs gradient (Figure 8-9a) et pôle-dipôle (Figure 8-9b).

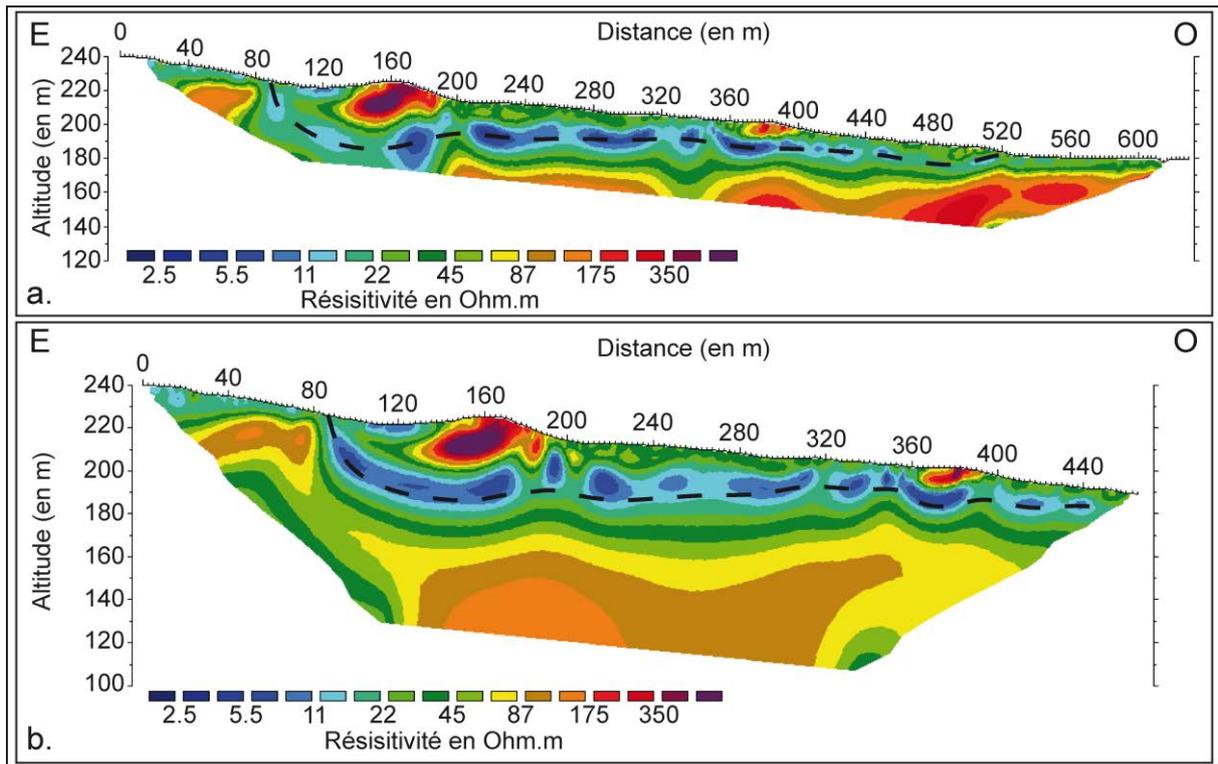


Figure 8-9 : Résistivité électrique selon les dispositifs gradient (a) et pôle-dipôle (b) le long du profil 3.

Quel que soit le dispositif, deux secteurs proches de la surface présentent des valeurs de résistivité importantes, pouvant dépasser 350 Ohm.m. Le plus imposant, situé à la distance 160 mètres, est associé au replat-contrepente principal représenté sur la carte géomorphologique. Le second secteur, beaucoup plus modeste, se trouve à la distance 380 mètres. À une altitude proche de 190 mètres, une zone étirée et courbe, de 10 à 20 mètres d'épaisseur, présente des valeurs de résistivité inférieures à 10 Ohm.m. Cette zone recoupe la surface vers le haut et vers le bas du versant (à la distance 520 mètres) où elle est sensiblement moins épaisse. À l'est, une structure se dessine, notamment sur le tomogramme en pôle-dipôle. Elle est constituée d'une première couche de faible résistivité (moins de 45 Ohm.m) en proche surface, d'une seconde couche, entre 200 et 220 mètres d'altitude, où la résistivité est supérieure à 80 Ohm.m, puis d'une troisième, entre 170 à 200 mètres d'altitude, où la résistivité retombe à environ 40 Ohm.m pour ré-augmenter en profondeur. Le dispositif pôle-dipôle permet ainsi de détecter une structure homogène en profondeur recouverte d'un empilement de niveaux distincts. Ces niveaux se corrélient très bien avec la géologie du secteur : la forte résistivité représente la craie jusque 160-170 mètres d'altitude, les valeurs comprises entre 40 et 80 Ohm.m correspondent aux argiles et aux marnes du Thanétien et de l'Yprésien inférieur, et les valeurs supérieures à 80 Ohm.m correspondent aux sables de l'Yprésien supérieur (Figure 8-10). Cette succession contraste avec la zone étirée et courbe où les valeurs de résistivité sont inférieures à 10 Ohm.m, et qui correspond au plan de glissement. Le caractère rotationnel du glissement, identifié à partir du modelé, est donc confirmé par la tomographie (Figure 8-10). La zone vers 380 mètres où la résistivité, en surface, est plus importante correspond soit à une réactivation au sein de la coulée, soit à un

élément détaché de la contrepenne principale, et dont le déplacement serait contemporain du grand glissement. L'analyse du modelé ne permet pas de départager ces hypothèses.

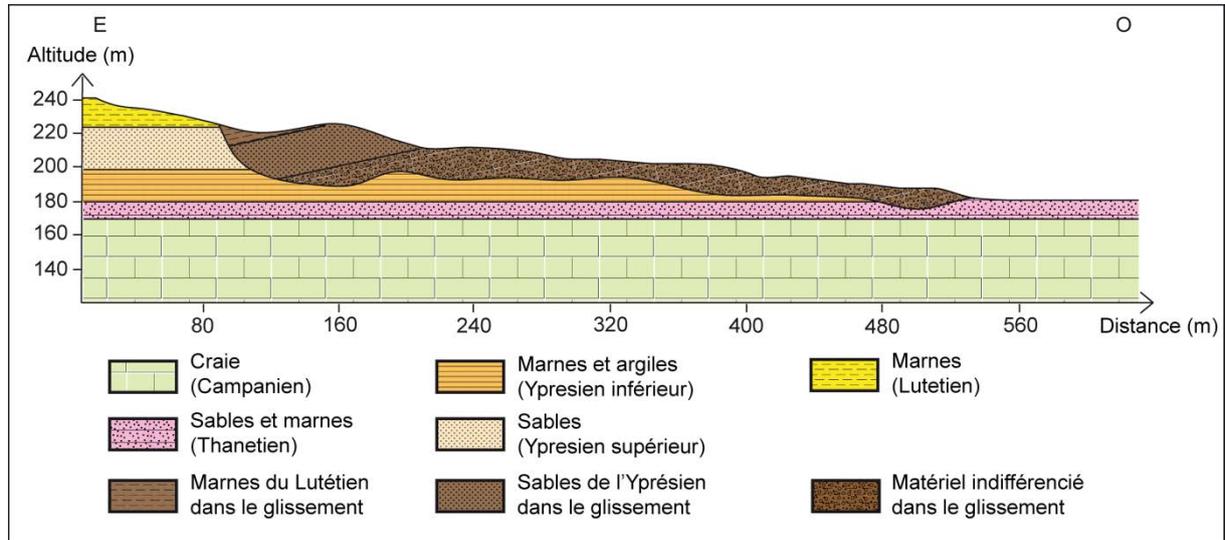


Figure 8-10 : Coupe interprétative longitudinale du glissement de Montchenot (Montagne de Reims).

Les fortes valeurs de résistivité dans la contrepenne traduisent la présence des sables de l'Yprésien supérieur. Ces derniers ont été déplacés au sein du glissement rotationnel mais ont conservé leur structure. Les sables de l'Yprésien supérieur affleurent d'ailleurs à l'extrémité de la contrepenne (Figure 8-11). Dans le glissement, les formations sous-jacentes aux sables de l'Yprésien supérieur ne peuvent pas être identifiées et sont donc notées comme indifférenciées (Figure 8-10).

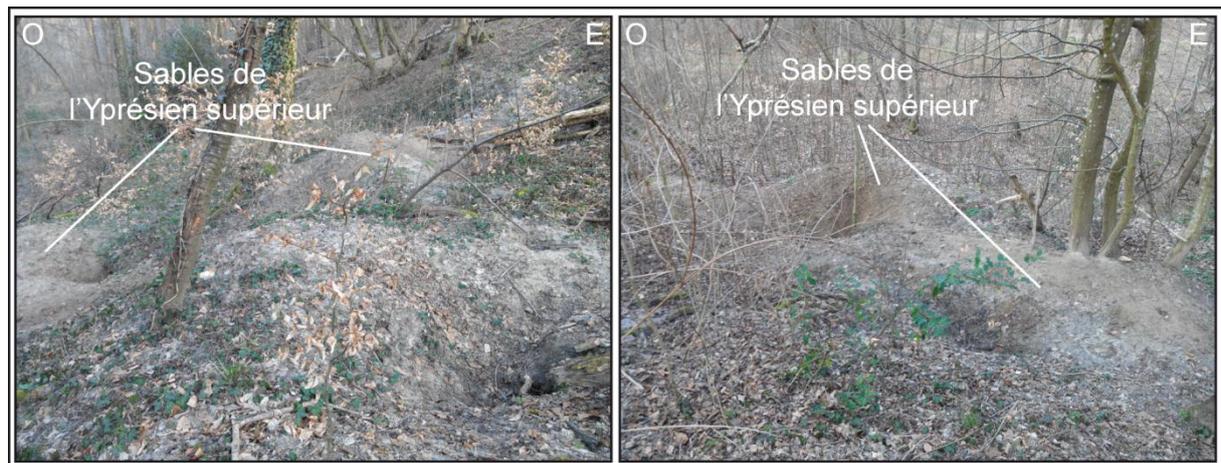


Figure 8-11 : Affleurement des sables de l'Yprésien supérieur dans la contrepenne (Montchenot).

Le long du profil 4, la résistivité a été mesurée selon le dispositif gradient. Plus au sud et plus haut sur le versant, ce profil recoupe un premier replat puis s'étend jusqu'à l'extrémité méridionale de la grande contrepenne du glissement présentée avec le profil 3 (Figure 8-12).

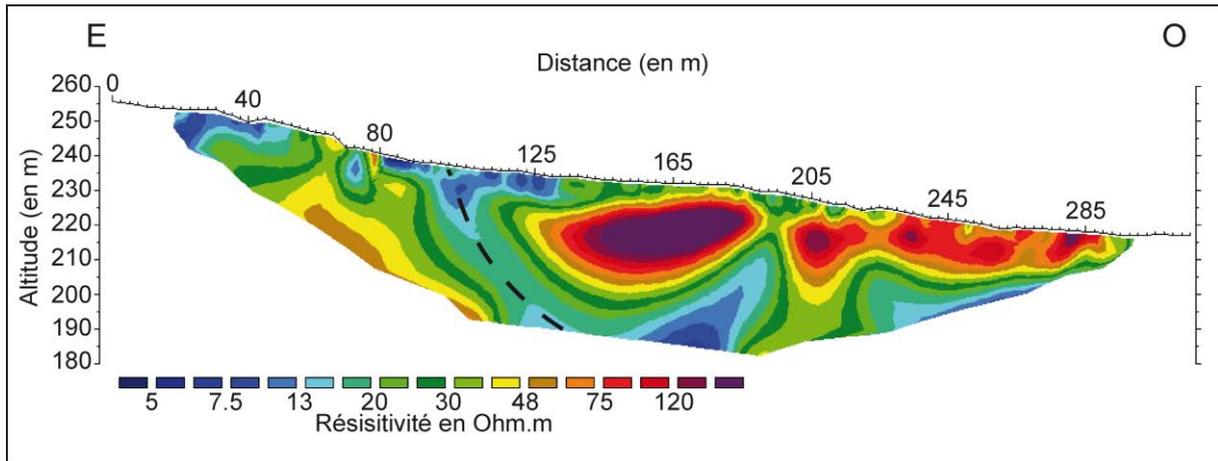


Figure 8-12 : Résistivité électrique le long du profil 4.

Le replat signalé à une altitude d'environ 230 mètres sur la carte géomorphologique est marqué en profondeur par une zone inclinée vers l'est où les valeurs de résistivité sont supérieures à 100 Ohm.m, comme celles de la contrepenne décrite sur le profil 3. Cette zone est délimitée, vers l'est et en profondeur, par des valeurs de résistivité inférieure à 10 Ohm.m. Vers l'ouest, les valeurs sont supérieures à 75 Ohm.m en proche surface puis diminuent en profondeur, et vers l'est, à l'inverse, les valeurs sont faibles en surface et plus importantes en profondeur. Là encore, les résultats de la géophysique valident l'interprétation de surface. L'inclinaison du volume à forte résistivité, plus marquée que celle du replat topographique, laisse penser que la contrepenne est estompée en surface, soit par un colluvionnement soit, plus probablement, par l'installation d'une plateforme de remblaiement datant de l'installation des piézomètres lors du projet de déviation. Sur le tomogramme du profil 4, la terminaison sud de la contrepenne principale du profil 3 est soulignée par des valeurs de résistivité électrique identiques à celles reportées sur le tomogramme du profil 3. La contrepenne située vers 130 mètres d'altitude, dont les valeurs de résistivité électrique correspondent à celles des sables de l'Yprésien supérieur, signale un glissement qui semble recouvrir le glissement principal visible sur le profil 3 et sur la partie aval du profil 4. L'absence d'une surface de rupture (représentée par des valeurs de résistivité électrique inférieure à 10 Ohm.m) entre les deux contrepennes écarte l'hypothèse d'un glissement en gradin. Ce recouvrement correspond aussi aux formes décrites en surface.

#### 8.2.2.2. Limite septentrionale de la zone glissée

Les deux profils transversaux permettent de délimiter latéralement la zone glissée dans la partie haute du versant (profil 2) et dans sa partie basse (profil 1). Les résultats de la géophysique sont toujours conformes aux données de surface et donnent une idée de la structure rencontrée par les piézomètres. Vers 200 mètres d'altitude, le profil 1 traverse la zone des piézomètres situés en contrebas de la contrepenne principale (Figure 8-13).

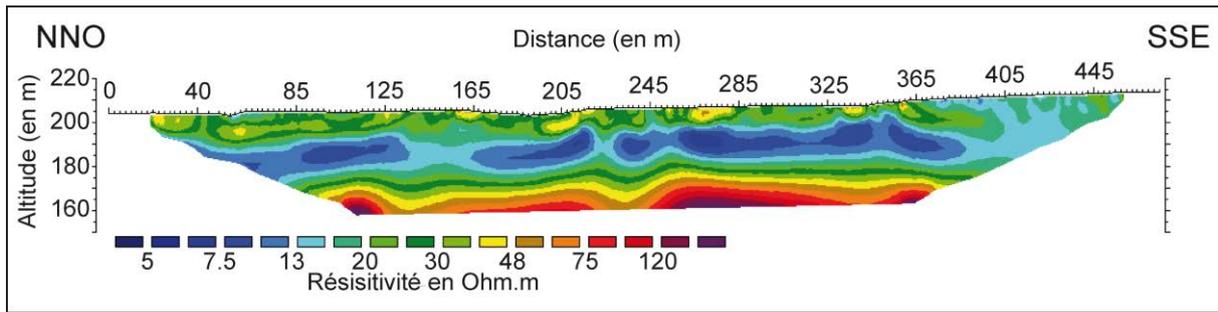


Figure 8-13 : Résistivité électrique le long du profil 1.

Les valeurs de résistivité proches de la surface sont comprises entre 20 et 50 Ohm.m. Elles diminuent vers le sud, à l'emplacement d'une contrepenne (*cf.* carte géomorphologique). Entre 170 et 190 mètres d'altitude (vers 30 mètres de profondeur), les valeurs de résistivité sont inférieures à 15 Ohm.m et forment une couche quasi continue du nord au sud. Cette altitude correspond à celle des argiles de l'Yprésien inférieur, et le niveau proche de la surface correspond à des formations superficielles hétérogènes. En profondeur, la résistivité électrique dépasse 75 Ohm.m trahissant certainement la présence du Thanétien (marnes, sables et grès) puis de la craie. La tomographie ne permet pas de valider la carte géomorphologique sur un point : la transition entre le versant stable et la zone glissée, qui devrait se trouver vers 130 mètres de distance, n'apparaît pas clairement, même si de légères fluctuations des valeurs de résistivité, en fonction des altitudes, sont visibles. En effet, la nature argileuse et relativement homogène des formations uniformise ces valeurs.

En haut de versant, le profil 2 débute, selon la morphologie de surface, sur le versant stable et recoupe le glissement à la hauteur de la contrepenne principale. Les dispositifs gradient (Figure 8-14a) et pôle-dipôle (Figure 8-14b) sont utilisés. Les 5 premiers mètres sous la surface présentent des valeurs de résistivité inférieures à 10 Ohm.m sur une distance de 300 mètres, relayées au sud par une zone où les valeurs sont supérieures à 100 Ohm.m sur une profondeur de 30 mètres. Ces fortes valeurs correspondent au recoupement de la contrepenne visible sur le profil 3. Ailleurs, les valeurs de résistivité électrique entre 5 et 60 mètres de profondeur (altitude comprises entre 230 et 170 mètres) sont inférieures à 40 Ohm.m sauf au nord, où elles sont supérieures (jusque 60 Ohm.m environ). En profondeur, les valeurs de résistivité peuvent être supérieures à 75 Ohm.m.

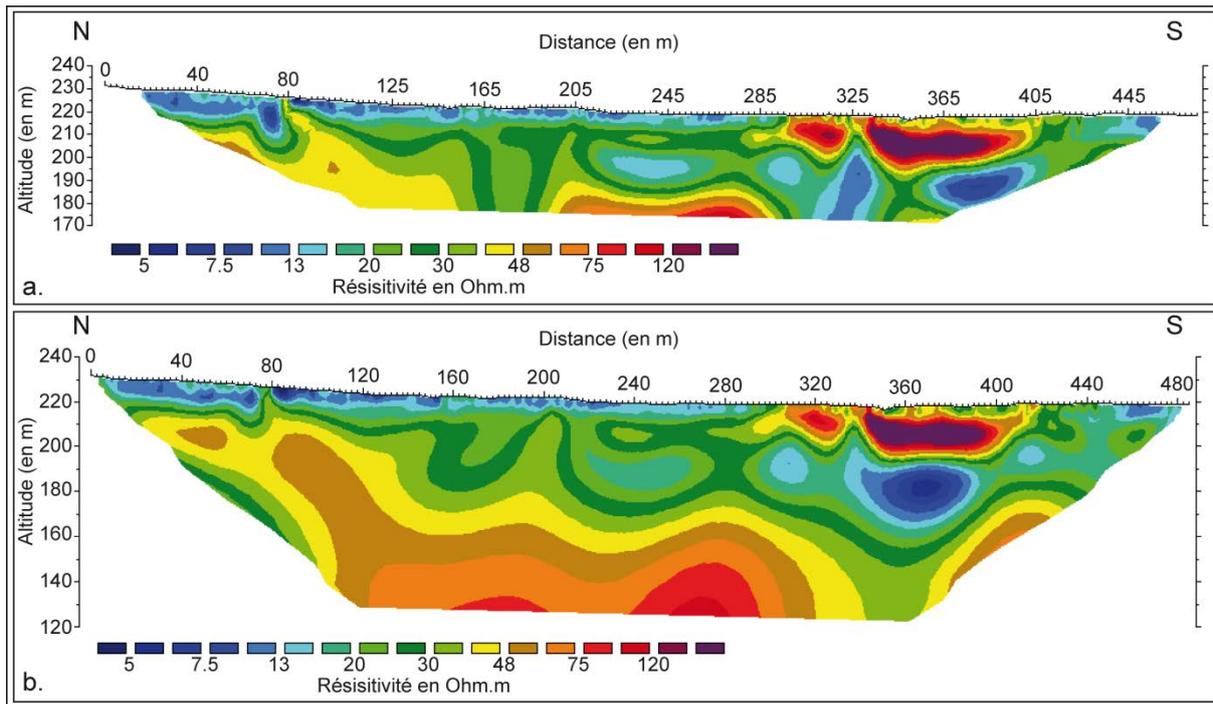


Figure 8-14 : Résistivité électrique le long du profil 2, selon les dispositifs gradient (a) et pôle-dipôle (b).

La délimitation latérale du glissement de terrain est là encore difficile à établir, toujours à cause des faibles contrastes de résistivité entre les différentes formations rencontrées. Selon le modelé de surface, la limite du glissement devrait se trouver à la distance 40 mètres, où rien n'indique un changement : les valeurs de résistivité sont surtout moins fortes à partir de 70 mètres. La différence peut s'expliquer soit par l'imprécision conjuguée des deux méthodes qui engendrerait une erreur de 30 mètres, soit par la position du profil 2 par rapport au plan de glissement. Ce dernier peut, à la base de l'escarpement et en terminaison septentrionale, être trop proche de la surface pour être repéré sur le tomogramme, qui enregistre les valeurs de résistivité électrique des formations géologiques sous-jacentes au glissement. Plus au sud, le tomogramme s'écarte de l'escarpement de tête, prend en compte les formations sur la contrepenne et enregistre la résistivité du plan de glissement plus en profondeur (jusqu'à 50 mètres, soit environ 180 mètres d'altitude).

### 8.2.3. Suivi piézométrique du glissement de Montchenot

Les valeurs de résistivité électrique valident donc largement l'interprétation de surface telle que reportée sur la carte géomorphologique, et l'ensemble renseigne sur la nature des niveaux traversés par les piézomètres.

#### 8.2.3.1. *Distribution spatiale des piézomètres*

Sur l'ensemble du site, 13 des piézomètres installés en 2000 par la DDE sont exploitables : 7 d'entre eux sont sur le versant stable, les 6 autres sont sur le glissement de Montchenot (Figure 8-15). Cette répartition permet de comparer les comportements piézométriques au sein de la masse glissée et sur le versant stable. Les piézomètres PZ 152 et PZ 22, respectivement positionnés à seulement 1 mètre de PZ 15 et PZ 2 n'apparaissent pas sur la carte de localisation.

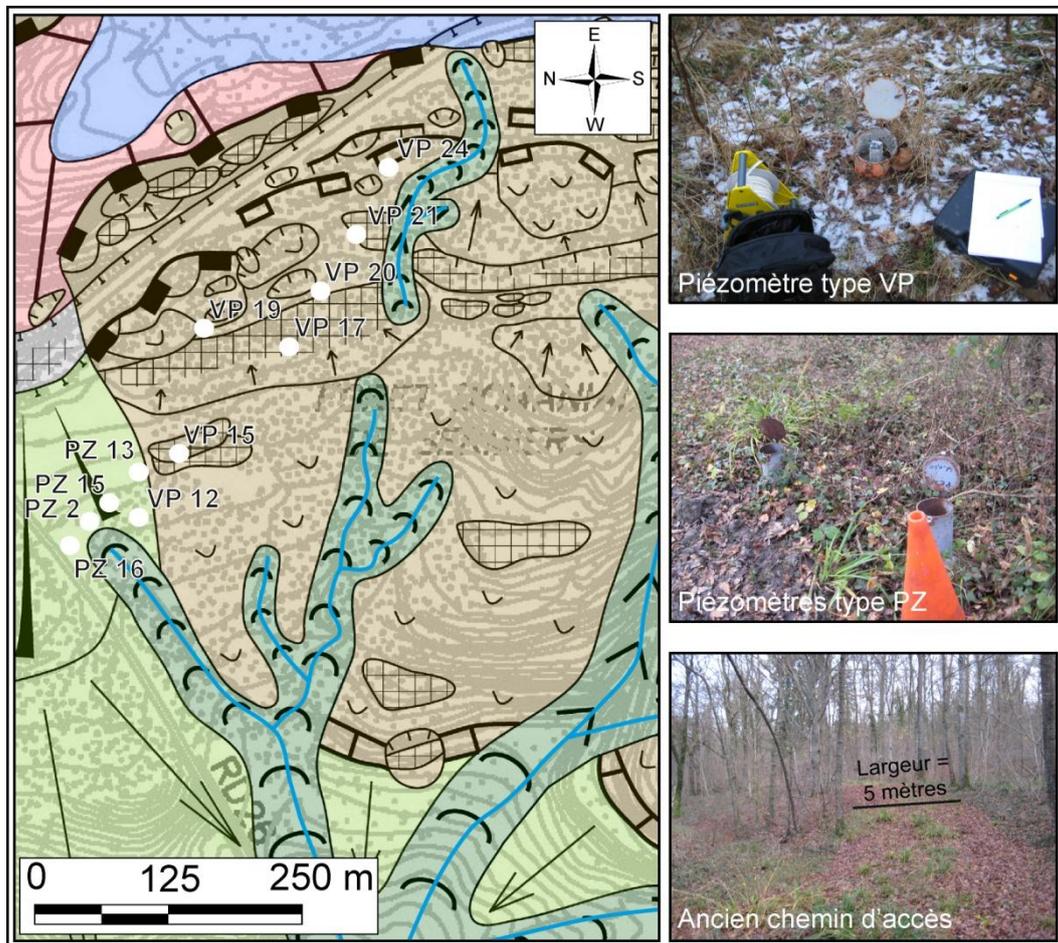


Figure 8-15 : Localisation des piézomètres du glissement de Montchenot (Montagne de Reims).

Le site a été aménagé par la DDE pour un accès rapide aux piézomètres, mais il ne reste aujourd'hui que des vestiges des chemins forestiers et des plateformes (dont celle mentionnée

pour l'interprétation des valeurs de résistivité du profil 4). Certains piézomètres ont été détruits ou endommagés et ne sont donc pas utilisables. Les catégories « PZ » et « VP » correspondent à deux générations d'équipements différentes. Les « VP », tous sur le glissement sauf un, sont généralement plus profonds que les « PZ », qui sont tous sur le versant stable (Tableau 8-1).

	<b>Altitude (en m)</b>	<b>Profondeur du piézomètre (en m)</b>	<b>Altitude moyenne de la nappe (en m)</b>
<b>VP 24</b>	238,63	39	234,07
<b>VP 21</b>	226,89	34	215,62
<b>VP 20</b>	220,59	30	211,11
<b>VP 19</b>	224,96	35	212,08
<b>VP 17</b>	219,99	20	211,08
<b>VP 15</b>	208,88	20	207,5
<b>PZ 13</b>	209,9	8	205,31
<b>VP 12</b>	205,69	15	204,7
<b>PZ 15</b>	207,61	12	205,05
<b>PZ 152</b>	207,61	5	205,23
<b>PZ 2</b>	206,64	4	204,91
<b>PZ 22</b>	206,65	4	204,92
<b>PZ 16</b>	206,25	10	204,45

Tableau 8-1 : Principales caractéristiques des piézomètres du glissement de Montchenot.

### 8.2.3.2. *Contexte climatologique des relevés*

Le comportement des aquifères est lié en premier lieu aux paramètres climatiques. Les variations du niveau de la nappe répondent donc au régime des précipitations et à l'état hydrique du sol qui en découle. La détermination des périodes de recharges ou de vidanges aquifères, à partir des statistiques climatiques, fournit donc un cadre d'explication aux données issues du suivi piézométrique. En déterminant des périodes humides et des périodes sèches, la méthode de la somme cumulée (CuSum) est toute indiquée pour analyser l'évolution temporelle des précipitations (Figure 8-16). Les données climatiques, fournies par le CIVC, proviennent de la station du village de Sacy, située sur le front de la cuesta d'Ile-de-France à 4,9 km au nord-est du site de Montchenot. Elles sont enregistrées quotidiennement depuis 1994.

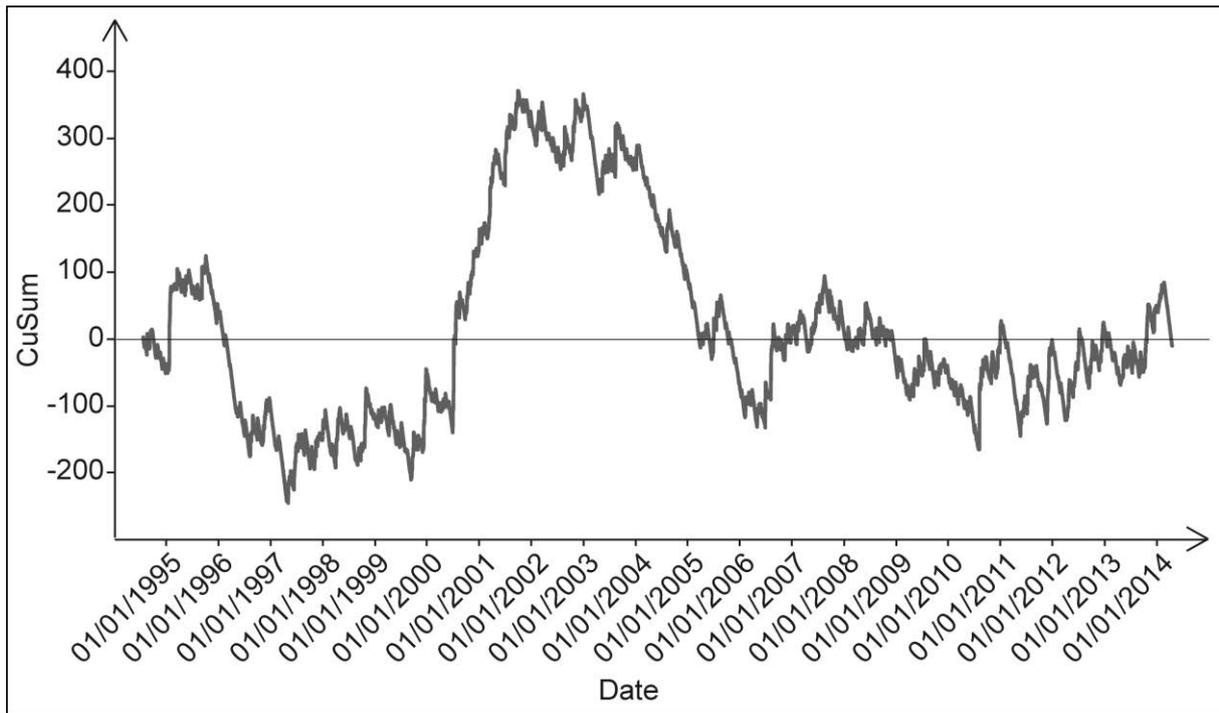


Figure 8-16 : CuSum des précipitations depuis 1994 à la station de Sacy.

En 2010, les relevés ont été effectués pendant une période sèche (Bollot, 2010), tandis que depuis 2012, début de la deuxième campagne de relevés, nous sommes en période plutôt humide. La première partie des données correspond ainsi à une période déficitaire, avec des apports moins importants que la moyenne, et la deuxième partie à une période excédentaire. Dans ce contexte, les résultats peuvent apparaître contrastés, avec des niveaux plus importants depuis 2012 et des réactivités différentes pour les deux périodes. À l'échelle des périodes de mesure, l'état hydrique des sols conditionne la part des précipitations qui participent à la recharge des aquifères. Un bilan hydrique est donc nécessaire pour définir les périodes où les piézomètres réagissent le plus aux précipitations (Figure 8-17).

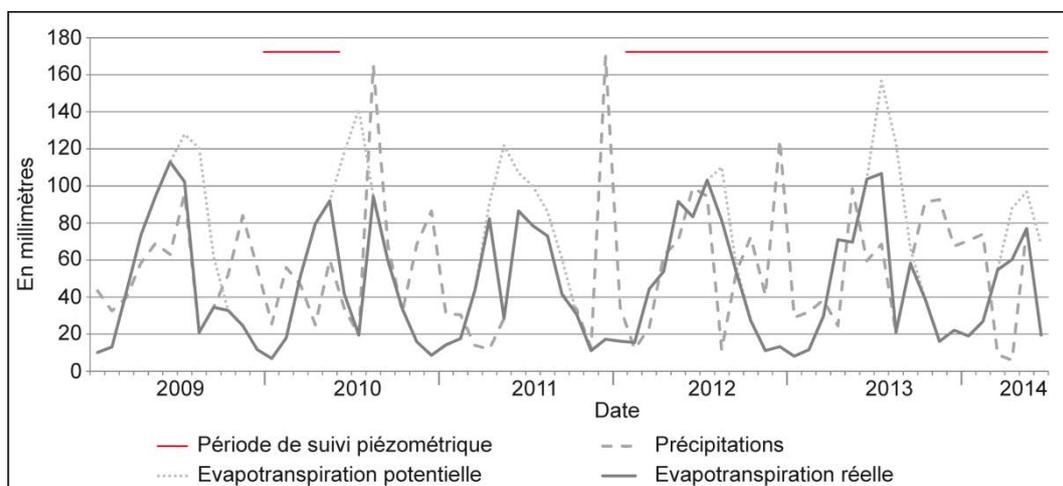


Figure 8-17 : Bilan hydrique de 2009 à 2014 en fonction des données climatiques de Sacy.

Les valeurs d'évapotranspiration potentielle et de précipitation journalière sont fournies par le CIVC. Les relevés de 2010 ont été effectués lors d'une période de saturation puis de mobilisation des réserves utiles. Les relevés depuis 2012, sur une période plus longue, sont effectués dans un contexte plus contrasté avec la succession de longues périodes de saturation l'hiver et d'insuffisance l'été. D'une manière générale, les variations piézométriques sont plus sensibles aux pluies efficaces d'hiver qu'aux précipitations qui ont lieu lors de périodes de vidange ou de mobilisation de la réserve utile.

### 8.2.3.3. Fiabilité des suivis

La résolution temporelle des relevés piézométriques risquent d'être biaisée si les suivis ne sont pas en continu. En 2010, les valeurs hebdomadaires ont été confortées par un suivi journalier en février 2010 qui démontrait que le suivi hebdomadaire était représentatif de l'évolution du niveau du toit des nappes (Bollog, 2010). Les relevés depuis 2012 couvrant une période plus longue et plus contrastée, il a également été procédé à un suivi quotidien des niveaux piézométriques, du 26 août au 20 septembre 2013, durant une période de recharge des aquifères. Le calcul des taux de variations journaliers, proches de ou égales à 0, ainsi que ceux des écarts types permettent d'affirmer que l'évolution des niveaux piézométriques est faible sur ce pas de temps (Tableau 8-2). Les suivis hebdomadaires peuvent donc être considérés comme fiables.

	<b>Ecart type des niveaux piézométriques journaliers</b>	<b>Taux de variation journalier moyen du toit de la nappe (en %)</b>
<b>VP 24</b>	0,08	0,002
<b>VP 21</b>	0,18	-0,001
<b>VP 20</b>	0,35	0,004
<b>VP 19</b>	0	-0,004
<b>VP 17</b>	0,12	0,005
<b>VP 15</b>	0,05	-0,046
<b>PZ 13</b>	0,09	-0,001
<b>VP 12</b>	0,05	0,001
<b>PZ 15</b>	0,05	0,000
<b>PZ 152</b>	0,07	0,000
<b>PZ 2</b>	0,06	-0,001
<b>PZ 22</b>	0,09	0,000
<b>PZ 16</b>	0,04	0,000

Tableau 8-2 : Ecarts types et taux de variation des mesures journalières de septembre 2013 (piézomètres de Montchenot).

### 8.2.3.4. Résultats des suivis piézométriques

Conformément aux premiers résultats obtenus en 2010, le comportement des piézomètres situés sur le glissement de terrain se distingue de celui des piézomètres situés sur le versant stable, qui, globalement, montrent peu de variations (Figure 8-18).

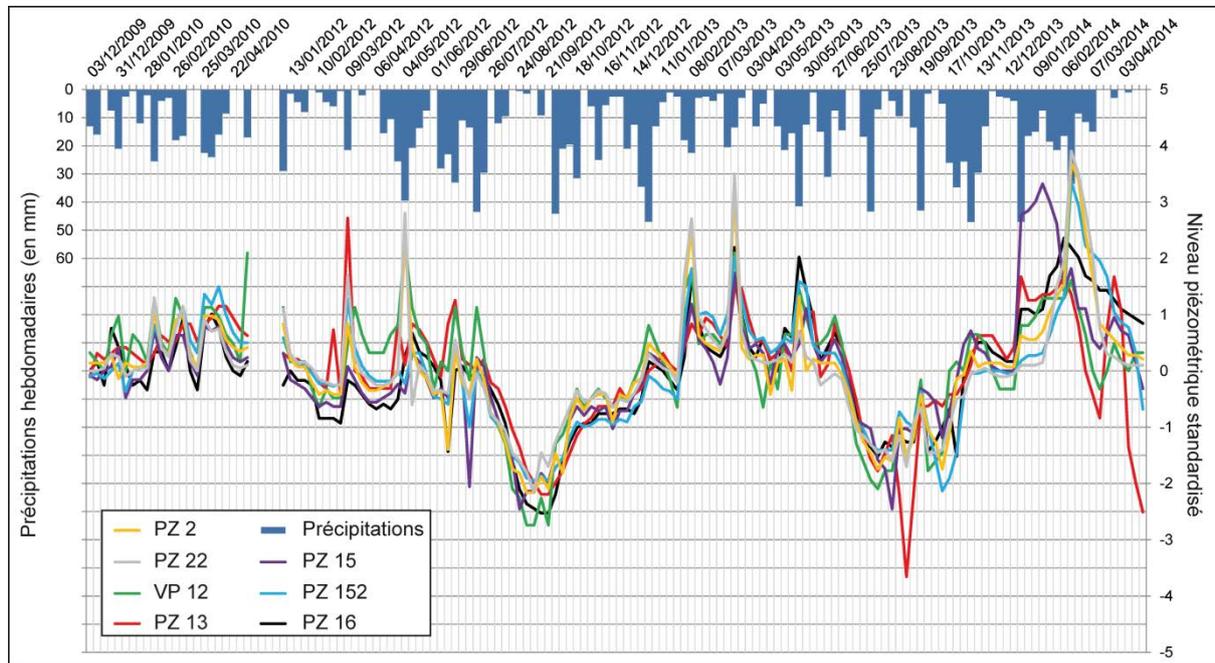


Figure 8-18 : Suivi piézométrique sur le versant stable (Montchenot).

Tous les piézomètres du versant stable montrent un bas niveau de nappe à la fin de la période estivale et un haut niveau à la fin de l'hiver et au printemps, comme c'est le cas pour toutes les nappes de la région. En toute logique, les niveaux sont en moyenne plus élevés vers la fin de la période de mesure, qui est une période humide comme l'indique le CuSum des précipitations de la station de Sacy. Par ailleurs, ce suivi indique que le niveau de nappe est moins sensible aux événements pluviométriques qu'à l'accumulation de ces événements. Dans le glissement, le comportement des piézomètres est plus difficile à interpréter (Figure 8-19). Certains piézomètres présentent des périodes de bas niveaux et de hauts niveaux corrélables avec les données climatiques, comme le VP 21 et le VP 24, mais la plupart enregistrent des fluctuations aléatoires.

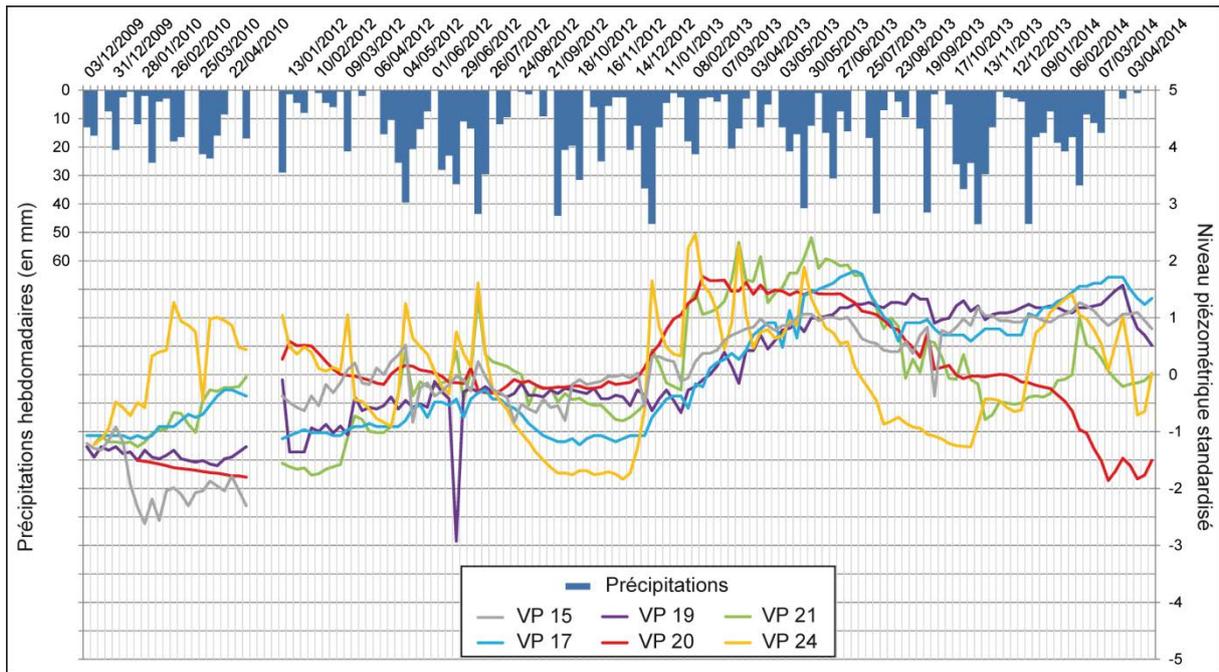


Figure 8-19 : Suivi piézométrique dans le glissement (Montchenot).

Par exemple, le niveau piézométrique de VP 20 baisse constamment en 2010 et en 2012, augmente fortement entre novembre 2012 et février 2013 (périodes de recharge et de saturation des réserves et série pluviométrique humide), baisse à nouveau et ré-augmente en juillet 2013, alors que les réserves sont vides. La baisse est continue depuis cette date en dehors d'une stagnation à l'automne 2013 lors d'une période de recharge et, peut-être, d'une nouvelle stagnation en avril 2014. Les piézomètres VP 17 et VP 19 présentent un profil similaire, avec des périodes de haut niveau et de bas niveaux peu marquées. Même si le profil de VP 17 est plus contrasté, ces deux piézomètres ne révèlent qu'une période d'évolution brutale : le début de l'année 2013, où le niveau s'élève.

En parallèle, le suivi des conductivités et des températures mené depuis le 01 février 2013 ne permet pas de distinguer les piézomètres du glissement de ceux du versant stable (Tableau 8-3).

	<b>Moyenne des conductivités (en <math>\mu\text{S}/\text{cm}</math>)</b>	<b>Ecart type des conductivités</b>	<b>Moyenne des températures (en <math>^{\circ}\text{C}</math>)</b>	<b>Ecart type des températures</b>
<b>VP 24</b>	939	117	9,6	1,8
<b>VP 21</b>	1077	105	9,8	1,2
<b>VP 20</b>	905	137	9,9	1
<b>VP 19</b>	1459	105	10,2	1,1
<b>VP 17</b>	1023	161	9,9	1
<b>VP 15</b>	1091	45	10,1	2,2
<b>PZ 13</b>	2335	126	10	1
<b>VP 12</b>	897	24	10	1,8
<b>PZ 15</b>	881	8	9,9	1,4
<b>PZ 152</b>	1089	48	9,7	1,9
<b>PZ 2</b>	1053	31	9,7	2,2
<b>PZ 22</b>	1079	72	9,6	2,1
<b>PZ 16</b>	1590	38	9,9	1,9
<b>Moyenne piézomètres sur le glissement</b>	1082	112	9,9	1,4
<b>Moyenne piézomètres sur le versant stable</b>	1274	49	9,8	1,8

Tableau 8-3: Paramètres physico-chimiques des eaux selon les piézomètres (Montchenot).

La température de l'eau des piézomètres du glissement ( $9,9^{\circ}\text{C}$ ) est semblable à celle des piézomètres du versant stable ( $9,8^{\circ}\text{C}$ ) et conforme à la température moyenne des eaux souterraines. De même, les écarts types ne montrent pas de différences entre les deux groupes. Les conductivités, quant à elles, sont très élevées (comprise entre  $881 \mu\text{S}/\text{cm}$  et  $2335 \mu\text{S}/\text{cm}$ ). Elles semblent, en moyenne, supérieures dans les piézomètres du versant stable, cependant cette moyenne est biaisée par PZ 13 qui donne des valeurs de conductivité particulièrement élevées. En excluant ce piézomètre, la conductivité moyenne des eaux du versant stable est de  $1098 \mu\text{S}/\text{cm}$ , soit seulement  $16 \mu\text{S}/\text{cm}$  de plus que celle des eaux du glissement. L'écart type moyen des conductivités dans le glissement est cependant de 112 contre seulement 49 sur le versant stable. Il y a donc de plus grandes variations de conductivité au sein du glissement.

### 8.3. Hydrodynamisme du site de Montchenot

Les données sur le niveau de nappe et les paramètres physico-chimiques portant à la fois sur le versant stable et sur le glissement, leur interprétation permet de comprendre comment s'organisent les circulations de l'eau dans le glissement, mais aussi d'évaluer les interactions hydrologiques entre masse glissée et substrat.

#### 8.3.1. Caractérisation des eaux souterraines sur le versant stable

L'homogénéité des profils piézométriques sur le versant stable (Figure 8-18) est l'expression d'une nappe unique. Le positionnement des piézomètres sur le profil de résistivité (Figure 8-20) renseigne sur l'aquifère dans lequel les mesures sont faites. Si les profondeurs des piézomètres sont variables, comprises entre 4 et 15 mètres, ils sont tous implantés dans les formations superficielles définies par des valeurs de résistivité comprises entre 20 et 50 Ohm.m. Le niveau d'eau mesuré, similaire dans tous les piézomètres (Tableau 8-1), correspond à celui d'une nappe superficielle dans des formations colluviales qui recouvrent les argiles imperméables de l'Yprésien inférieur, définies par des valeurs de résistivité inférieures à 15 Ohm.m.

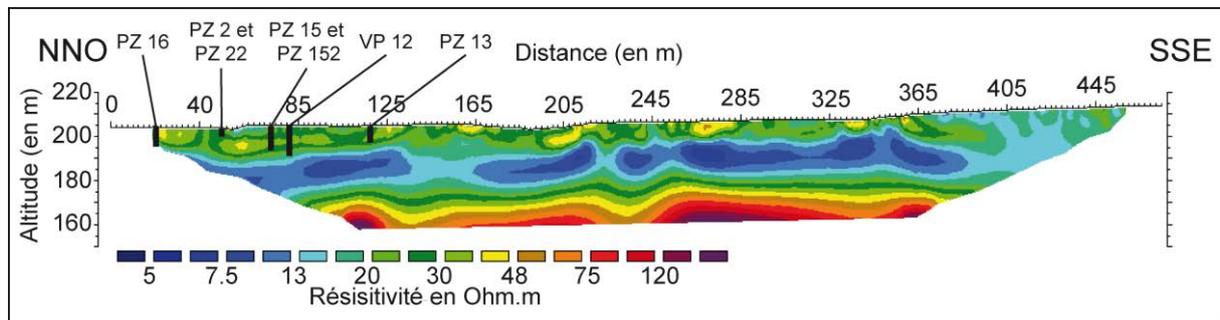


Figure 8-20 : Position des piézomètres sur le tomogramme de résistivité électrique du profil 1 (Montchenot).

Les fortes valeurs de conductivité de l'eau définissent un milieu peu transmissif et des temps de résidence importants. Elles expriment aussi un milieu chargé en carbonates de calcium, majoritairement fournis par les Marnes et caillasses du Lutétien qui affleurent 30 mètres au-dessus, sur le versant. En outre, la présence d'une parcelle agricole à l'aplomb des piézomètres peut engendrer une pollution de sub-surface renforçant les valeurs de conductivité. Cette pollution explique probablement les valeurs supérieures à 2000  $\mu\text{S}/\text{cm}$  du PZ 13, qui se trouve en bordure du champ. Cette influence doit cependant être vérifiée *via* des mesures chimiques supplémentaires. La variabilité (spatiale) des valeurs de conductivité s'explique par l'hétérogénéité des formations superficielles dans un espace de moins de 200 m<sup>2</sup>. Les températures au sein de ces formations sont au contraire homogènes et ne varient que proche de la surface, où les températures atmosphériques influencent plus ou moins les résultats selon la profondeur de l'eau dans les piézomètres (Figure 8-21).

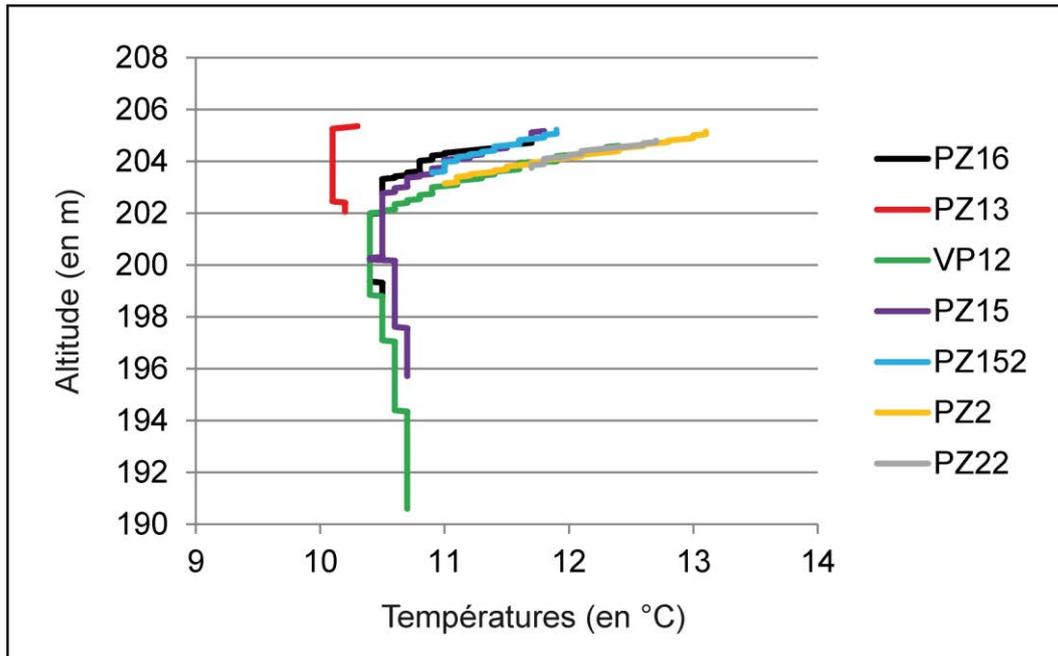


Figure 8-21 : Température des colonnes d'eau des piézomètres du versant stable (Montchenot).

### 8.3.2. Circulation de l'eau dans le glissement

Sur le glissement, les piézomètres présentent des profils variés, dus à leur répartition sur la masse glissée (Figure 8-22). Les piézomètres VP 24 et VP 21 se trouvent en amont du glissement de terrain ; VP 24 est même situé plus au sud, où un glissement, visible sur le profil de résistivité électrique 4, recouvre partiellement la contrepenne principale (Figure 8-12). Leurs courbes ont un profil similaire sur lequel se succèdent logiquement hauts niveaux et bas niveaux de nappe. La profondeur atteinte par les deux piézomètres indique que le niveau mesuré est celui de la nappe des sables de l'Yprésien supérieur. Les périodes de bas niveaux sont moins marquées que sur le versant stable car, conformément à ce que nous avons décrit dans le chapitre 7, le glissement de terrain joue un rôle de couverture barrant l'aquifère, qui, semi-captif, se vidange difficilement. Plus haut sur le versant, le piézomètre VP 24 présente une courbe le long de laquelle les variations de niveau de nappe ont une plus grande amplitude. Le piézomètre VP 21 se trouve plus proche du plan de glissement où s'effectue préférentiellement la vidange et bénéficie donc du rabattement piézométrique. Les fortes valeurs de conductivité de l'eau dans ces piézomètres – entre 900 et 1100  $\mu\text{S}/\text{cm}$  – ne s'accordent pas avec celles que l'on obtient dans les sables yprésiens, qui sont de l'ordre de 550  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . Les conditions locales d'aquifère barré peuvent expliquer ce phénomène. Les eaux ont un temps de résidence plus important et l'aquifère est alimenté par drainance, dans un contexte fracturé de versant affecté par des glissements de terrain, depuis les formations sus-jacentes telle que les Marnes et caillasses du Lutétien, riches en ions solubles.

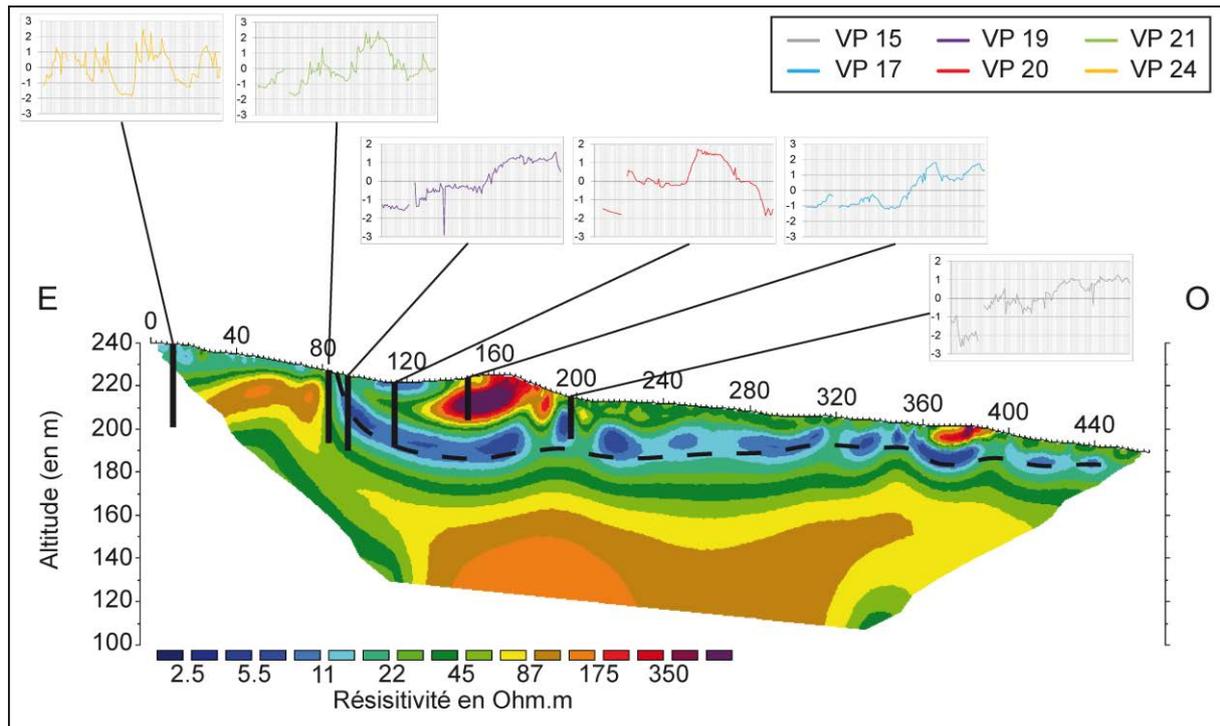


Figure 8-22 : Profils piézométriques en fonction de la position sur le glissement (Montchenot).

Les courbes des piézomètres VP 15, VP 17, VP 19 et VP 20 ne présentent pas de succession logique de bas niveau et de haut niveau. Toutefois, elles montrent toute une élévation importante du niveau piézométrique durant l'hiver 2012-2013, qui suit une période de relative stagnation. Cet hiver correspond à une période où le cumul des précipitations, et donc les apports en eau, sont conséquents. Le reste de l'année 2013 a été sec, ce qui peut expliquer la forte baisse du niveau piézométrique sur la courbe de VP 20, piézomètre qui atteint le plan de glissement. En 2010, c'est-à-dire en période sèche d'après le CuSum des précipitations, toutes les courbes des piézomètres du glissement présentaient un profil descendant, sauf VP 17. Cette diversité de comportement montre que les niveaux mesurés dans ces piézomètres ne sont pas le reflet d'un niveau de nappe mais plutôt l'expression d'une pression interstitielle au sein des masses glissées, et plus particulièrement au niveau du plan de glissement (Figure 8-23). L'eau issue de la nappe de l'Yprésien supérieur et des infiltrations de surface sur la contrepenne (Figure 8-7) circule difficilement et crée un forçage. La nappe de l'Yprésien supérieur, dont la hauteur du toit est enregistrée par les piézomètres VP 21 et VP 24, se charge au fil du temps, et l'eau, sous pression se propage dans les sables du bloc affaissé où se trouve le piézomètre VP 17, qui enregistre également les apports dus à l'infiltration sur le rebord externe de la contrepenne où affleurent les sables de l'Yprésien supérieur (Figure 8-23). Lorsque les cumuls de précipitations sont conséquents, les niveaux piézométriques augmentent : vers le plan de glissement, la vidange est lente dans les formations argileuses cisailées et déstructurées, la pression interstitielle augmente et la saturation gagne vers le haut par infiltration ascendante et remontée capillaire. En période sèche, les apports en eau dans le système aquifère du glissement sont moins importants, mais la vidange s'effectue lentement. La pression interstitielle s'exprime aussi au niveau du piézomètre VP 15, en aval de la

contre-pente, où le degré de saturation en eau est mesuré à seulement 1 mètre de profondeur. Positionné à un endroit où le plan de glissement se rapproche de la surface, ce piézomètre enregistre également une infiltration remontante dans la masse glissée (Figure 8-23).

Les valeurs de conductivités, supérieures à 900  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , sont le résultat d'un écoulement très lent de l'eau depuis l'aquifère yprésien, qui est alimenté par drainance par les formations sus-jacentes. Les variations de conductivité, dont les valeurs ne sont pas raccordables d'un piézomètre à l'autre, traduisent aussi une circulation non homogène et irrégulière. La pression interstitielle est telle que l'eau imbibe le plan de glissement sur plusieurs mètres de hauteur : le piézomètre VP 20, placé précisément sur le plan de glissement, présente une colonne d'eau pouvant dépasser 20 mètres (Figure 8-23).

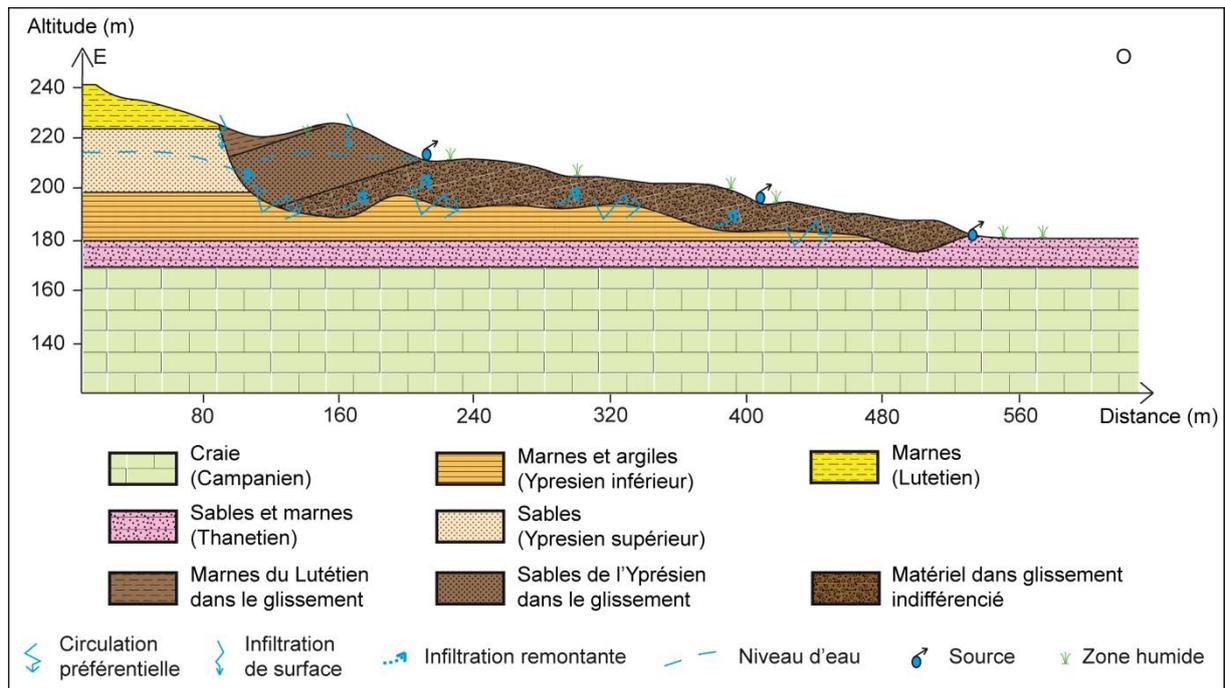


Figure 8-23 : Modélisation de la circulation de l'eau dans le glissement de Montchenot (Montagne de Reims).

## 8.4. Conclusion du chapitre 8

L'équipement en piézomètres et les investigations géophysiques sur le site de Montchenot permet de modéliser la dynamique de l'eau dans le glissement de terrain, mais aussi entre le substrat et la masse glissée. Sur le versant stable, l'aquifère reste peu transmissif et les temps de résidence y sont importants, ce qui explique les fortes valeurs de conductivité. D'autre part, le rôle de couverture semi-perméable (voire imperméable) attribué aux masses glissées barrant un aquifère principal devenu semi-captif est vérifié. Dans ce cas, la vidange de l'aquifère se fait lentement par le plan de glissement. Lorsque les apports en eau sont importants, la pression interstitielle dans les formations déplacées s'accroît et les niveaux d'eau dans le glissement augmentent en conséquence. À Montchenot, la nature sableuse des matériaux qui affleurent sur la contre-pente du glissement participe à l'augmentation de la teneur en eau dans le glissement par infiltration.

Les plans de cisaillement et la fracturation induite par les processus de mouvement de terrain favorisent les infiltrations de surface (Crosta *et al.*, 2003 ; Cappa *et al.*, 2004) et donc, ici, l'apport en eau à l'interface substrat/glissement. La nature argileuse des matériaux du substrat limite la probabilité d'un transfert latéral de l'eau du plan de glissement vers le substrat comme supposé à partir des données disponibles en 2010 (Bollot, 2010). Au contraire, les niveaux piézométriques confirment des infiltrations remontantes vers le corps du glissement (notamment au niveau de la coulée). Ces circulations sont importantes et doivent être prises en considération pour la gestion du risque et la compréhension du phénomène (Parriaux, 2010 ; Parriaux *et al.*, 2010). Leur connaissance permet de lever de nombreux verrous et de mieux comprendre l'instabilité des versants.

## ***Chapitre 9. Dynamique des versants et morphogénèse***

La fréquence des glissements de terrain dans le bassin versant de la Marne, mais aussi de la cambrure de versant dans la vallée de l'Ardre, impliquent des fonctionnements particuliers et des relations de cause à effet entre la structure et les mouvements de terrain qui expliquent la répartition spatiale des deux phénomènes, qui ont en commun de contribuer à l'élargissement des vallées. Pour être complète, l'analyse des glissements de terrain et de la cambrure de versant nécessite que soit discuté leur âge. L'établissement d'une chronologie des faits renseigne à la fois sur l'ancienneté des versants et sur l'évolution du relief à l'échelle régionale. Cette chronologie repose sur la déduction des conditions environnementales nécessaires aux dynamiques décrites, sur l'analyse des relations géométriques entre les différents mouvements de terrain (quand ils se superposent) et enfin sur les relations entre le modelé des versants et les terrasses alluviales. De fait, le caractère plus ou moins hérité des processus permet de faire la part entre les versants actifs ou potentiellement actifs, et les versants stabilisés. Pour les versants actifs, les conditions d'une réactivation sont déduites de la détermination de leur dynamique passée (paramètres climatologiques et hydrogéologiques essentiellement), en tenant du contexte environnemental actuel. La compréhension de la dynamique actuelle des versants permet d'aborder la question sous l'angle du risque et de sa gestion.

## 9.1. Mouvements de terrain et morphométrie des vallées

Les investigations sur l'influence des mouvements de terrain sur la morphométrie des vallées du vignoble champenois porteront d'abord sur les vallées des plateaux du Tardenois où le Lutétien inférieur et moyen a un faciès calcaire, puis sur la Montagne de Reims et le secteur de la Marne où le Lutétien n'est pas calcaire.

### 9.1.1. Morphométrie des vallées et cambrure de versant

L'observation des vallées de l'est du Bassin parisien révèle que celles qui entaillent les plateaux de l'Eocène sont plus larges que celles inscrites dans les calcaires du Tithonien, de l'Oxfordien, du Bajocien ou du Bathonien qui affleurent plus à l'est (Figure 9-1).



Figure 9-1 : Profils de la vallée de l'Ardre à Saint-Gilles, dans l'Eocène (a) et de la vallée de la Marne près de Poissons, dans le Tithonien (b).

Les vallées des plateaux de l'Eocène, bien incisées, ont des versants longs et fuyants, tandis que celles des plateaux du Tithonien, par exemple, présentent des versants plus courts et en pente forte pour un commandement moyen un peu inférieur, comme le montre la comparaison de quelques paramètres morphométriques pertinents tels que : largeur du fond de vallée et de la grande base, c'est-à-dire de la corniche de rive droite à la corniche de rive gauche (calculée sur des transects à l'écart de confluences ou d'entonnoir de percée) ; commandement (moyenne des commandements de rive droite et de rive gauche) et pente moyenne des versants ; surface moyenne des bassins versants (Tableau 9-1).

Formations	Effectif	Coefficient de variation (en %)	Surface moyenne des BV (en km <sup>2</sup> )	Largeur de fond de vallée (en m)	Largeur de la grande base (en m)	Commandement moyen des versants (en m)	Pente moyenne des versants (en %)
<b>Eocène</b>	19	97	433	265	2015	75	9,7
<b>Tithonien</b>	13	88	931	319,5	1464	69	14,8
<b>Bajo-Bathonien</b>	10	87	473	165	873	67	19,1
<b>Oxfordien</b>	5	65	1701	740	1980	74	14,9

Tableau 9-1 : Morphométrie des vallées dans les calcaires de l'est du bassin de Paris.

En moyenne, les surfaces des bassins versants dans les calcaires éocènes sont plus réduites que dans les autres formations calcaires de l'est du bassin de Paris. Les commandements y sont légèrement plus élevés, et si les fonds de vallées sont plus étroits, les largeurs au sommet des versants sont plus importantes. *A contrario*, les pentes moyennes des versants sont bien inférieures dans l'Éocène que dans les autres formations : jusque deux fois moins fortes que dans le Bajo-Bathonien, et 1,5 fois moins fortes que dans le Tithonien et l'Oxfordien. Ces résultats doivent toutefois être pondérés par la surface des bassins versants pour prendre en compte les différentes dynamiques d'incision des cours d'eau (Figure 9-2). Pour des surfaces de bassin versant identiques, les vallées sont systématiquement plus larges dans les plateaux des calcaires de l'Eocène. Par exemple, pour une surface de 500 km<sup>2</sup>, les largeurs de vallée (grande base) sont comprises entre 700 et 1000 mètres dans les plateaux du Bajo-Bathonien, 800 et 1300 mètres dans les plateaux du Tithonien et sont de l'ordre de 1500 à 2700 mètres dans les plateaux de l'Eocène, où les pentes moyennes des versants sont systématiquement plus faibles et ne dépassent pas 18 %, alors qu'elles atteignent 25 % dans le Tithonien, 22 % dans l'Oxfordien et presque 31 % dans le Bajo-Bathonien.

Les calcaires des plateaux éocènes sont largement affectés par une fracturation de détente mécanique qui favorise la cambrure de versant (Devos *et al.*, 2010 ; Devos *et al.*, 2012 ; Bollot *et al.*, 2014). Par essence, ces processus participent à la morphométrie spécifique de ces vallées. La cambrure, suite au fléchissement des couches, estompe le modelé structural de corniche en haut de versant, remplacé par une rupture de pente convexe qui gagne progressivement sur le plateau, tandis que les versants, drapés par des blocs calcaires, sont de plus en plus longs et fuyants. Le processus de cambrure de versant est donc à l'origine de l'élargissement de la partie tardenoise du vignoble champenois.

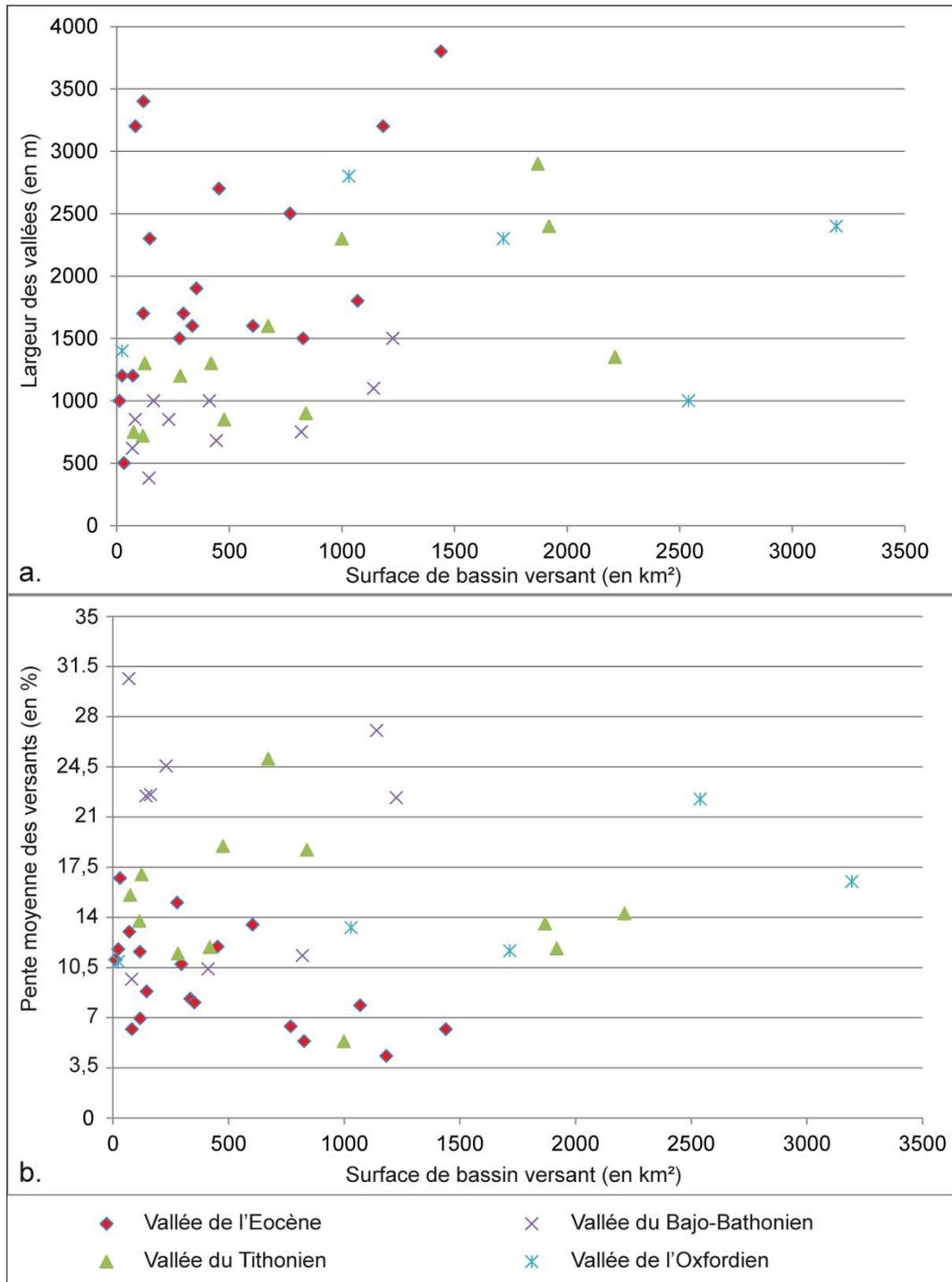


Figure 9-2 : Largeur des vallées (a) et pente moyenne des versants (b) en fonction de la surface des bassins versants.

### 9.1.2. Morphométrie des vallées et glissements de terrain

L'impact des glissements de terrain sur la morphométrie des vallées du secteur Montagne de Reims-vallée de la Marne est évalué selon les mêmes modalités : mesure de la largeur de la petite base (qui correspond au fond de la vallée) et de la grande base, calcul du commandement des versants et des valeurs de pente. Les données sont présentées sous forme de graphiques pour trois secteurs :

- La vallée de la Marne, entre Epernay et Dormans. Sur cette courte section, les valeurs de pente, de commandement ou de largeur sont théoriquement homogène ;
- Le bassin versant de la Livre, qui incise les formations tertiaires en haut de versant puis la craie du Campanien en bas de versant ;
- Le bassin versant du Flagot, entièrement inscrit dans les formations tertiaires.

Pour évaluer l'influence des glissements sur la morphométrie, 50 transects ont été choisis pour chacun des trois secteurs, les uns exempts de glissements, les autres affectés par des glissements sur au moins un versant (Figure 9-3). Dans la vallée de la Marne, la corrélation entre la largeur de la grande base et les valeurs de pente indique que les sections de vallée affectées par des glissements de terrain sur les deux versants sont en général plus larges – de 1500 mètres parfois – et ont des versants en pentes plus faibles de 2 à 5 points de % (Figure 9-3a). Les largeurs de grande base plus importantes aux endroits où les versants sont affectés par les glissements de terrain vont de pair avec une diminution de la largeur de la petite base (Figure 9-3b). Les sections affectées par des glissements de terrain présentent un fond de vallée dont la largeur diminue de 100 à 400 mètres. Les variations de largeur découlent donc d'un processus postérieur à l'incision de la vallée : les glissements de terrain. Dans les bassins versants du Flagot et de la Livre, seules les valeurs de pentes augmentent (jusqu'à plus de 5 point de %) avec l'occurrence de glissements de terrain (Figure 9-3a), car dans ces vallées secondaires, les glissements n'affectent pas l'ensemble des versants mais plus souvent leur partie inférieure. Ceci explique que les largeurs des grandes bases n'évoluent que lentement. Les plus fortes valeurs de pente s'expliquent aussi par l'évacuation plus rapide par les cours d'eau des volumes de matériau livré par les versants. Le sapement basal des versants qui en résulte aboutit néanmoins à un élargissement de la vallée.

Au total, en l'absence de Lutétien calcaire, les glissements de terrain ont une influence sur la largeur de vallée, notamment dans le cas de la vallée de la Marne. Les matériaux de la partie supérieure des versants se déplacent vers le fond de vallée, ce qui a pour effet de faire reculer les versants et d'en atténuer la pente moyenne.

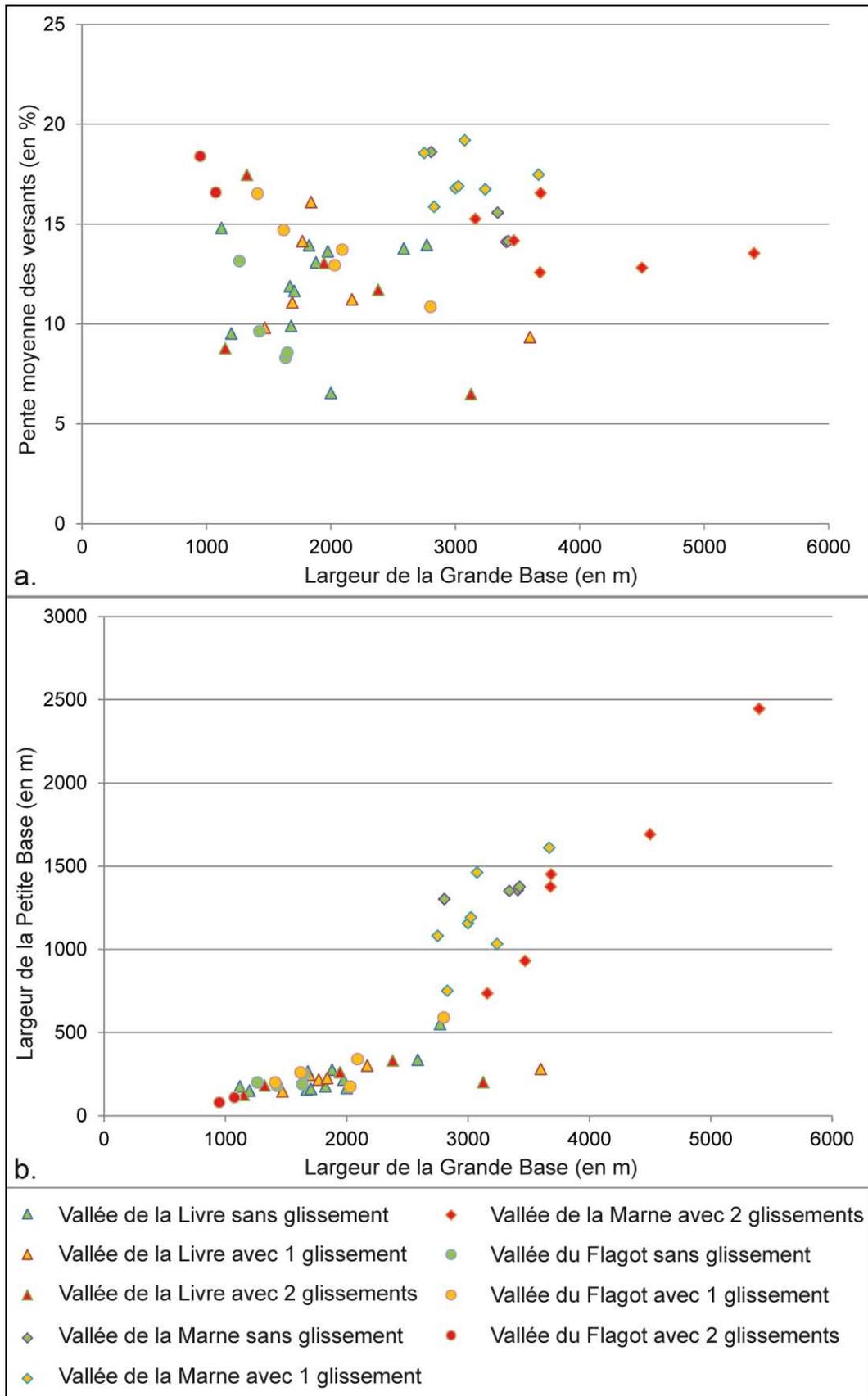


Figure 9-3 : Relations entre largeur de la grande base et valeur moyenne des pentes (a), et largeur de la grande base et de la petite base (b) en fonction de la présence ou non de glissements de terrain.

## 9.2. Les phases de déplacement des glissements de terrain

L'âge relatif des glissements de terrain du vignoble champenois peut être déduit de l'analyse du modelé des versants (tel que reporté sur les cartes géomorphologiques), et replacé dans un cadre chronologique plus large si on relie les dynamiques aux périodes propices à leur fonctionnement (Lang *et al.*, 1999).

### 9.2.1. Ressources en eau et datation des glissements de terrain

Les relations entre ressources en eau et glissements de terrain témoignent du rôle important des eaux souterraines dans l'organisation spatiale des glissements. Cette adéquation peut donc nous renseigner sur les conditions d'écoulement durant la genèse des glissements et, sur les conditions environnementales dans lesquelles ils se sont produits. L'état des ressources en eau souterraine dépend du bilan hydrologique et plus particulièrement des phases de surplus hydrologique garantissant une bonne infiltration. À cette latitude, les conditions d'infiltration optimales – évapotranspiration réelle modérée, pluies efficaces élevées – se réalisent en phase cataglaciale, favorisées par la régression du pergélisol, puis s'estompent sous climat tempéré, où le déficit hydrologique (et hydrique) s'accroît. La déstabilisation des versants est donc synchronisée de la disparition du pergélisol et de la reconstitution de l'aquifère, que T. Pánek *et al.* (2010a), en Slovaquie, datent du passage du Tardiglaciaire à l'Holocène. Cette période de réchauffement climatique est également identifiée au Canada, où les phases d'activités sont également assimilées à la fonte du pergélisol.

Dans le bassin versant de Halden Creek, au nord-est de la Colombie-Britannique, plusieurs générations de glissements de terrain sont identifiées et datées, par dendrochronologie, entre - 6 000 et - 1 000 ans (Geertsema et Clague, 2006). Ces glissements volumineux, ont formé des barrages, aujourd'hui incisés, et des retenues d'eau en fond de vallée. Les glissements subissent toujours des réactivations partielles et superficielles, comme dans d'autres bassins versant de la Colombie-Britannique (Hou et Fletcher, 1996). À une échelle temporelle plus récente (depuis les années 1970), le réchauffement climatique au nord de la Colombie-Britannique est identifié comme le facteur principal du déclenchement de 38 glissements de terrain dont le volume s'apparente à celui des glissements dormants du vignoble champenois. Ces glissements sont de plus en plus fréquents et sont provoqués par 1) l'augmentation des précipitations et des températures, 2) la fonte des glaciers qui modifient l'équilibre de la pente et apporte de l'eau liquide et 3) la dégradation du pergélisol dont l'influence est par exemple directement prouvée le long de la rivière Buckinghorse (Geertsema *et al.*, 2006).

Dans les Territoires du Nord-Ouest, au Canada, l'influence de la régression du pergélisol est également démontrée grâce à l'étude comparative des 50 glissements de terrain qui affectent les versants de la vallée du Mackenzie et de centaines d'autres qui affectent la Péninsule de

Fosheim. Dans la vallée du Mackenzie, le pergélisol est discontinu et les glissements de terrain sont déclenchés par l'augmentation de la pression interstitielle à la base de la couche active lors de la période de dégel, couche dont l'épaisseur est suffisante pour engendrer des mouvements de masse. Dans la Péninsule de Fosheim, où le pergélisol est continu, la couche active lors de la période de dégel est trop peu épaisse pour générer de tels mouvements. La déstabilisation des versants résulte alors d'un pré-conditionnement : le développement de lentilles de glace et la gélifluxion diminuent la résistance au cisaillement des matériaux sur les versants, et des glissements se produisent en phase de dégel (Lewkowicz et Harris, 2005).

### 9.2.2. Position des glissements sur les versants

Les glissements de terrain dormants du vignoble champenois, qui ont provoqué des anomalies dans la position des sources, seraient donc d'âge pléistocène, sans être pour autant préglaciaires (Van Den Eeckhaut *et al.*, 2010). En effet, les masses glissées atteignent régulièrement les fonds de vallée de la Marne ou de ses affluents, et se rattachent donc au dernier épisode de creusement (Figure 9-4).

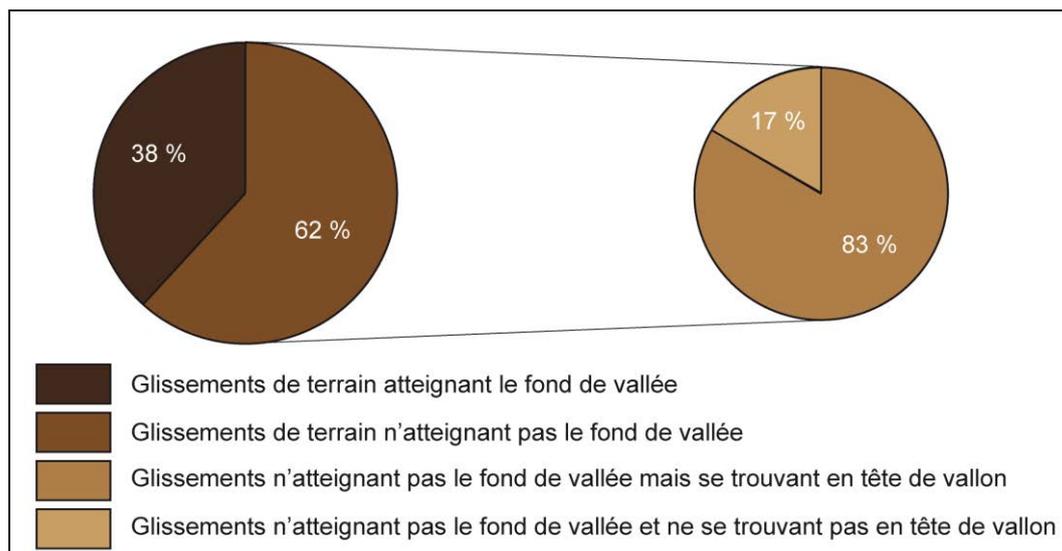


Figure 9-4 : Part des glissements de terrain qui atteignent le fond de vallée et/ou qui se trouvent en tête de vallon.

Sur un total de 264 glissements de terrain dans la vallée de la Marne et de ses affluents ainsi que sur le Montagne de Reims, 101 (soit 38 %) atteignent le fond de la vallée. Les 163 glissements de terrain qui n'atteignent pas le fond de la vallée sont, pour 83 % d'entre eux, situés en tête de vallon. Ces vallons ne sont généralement plus drainés en amont et attestent donc d'un déséquilibre pléistocène lorsque le pergélisol et les conditions climatiques, favorisant le ruissellement, permettaient un développement plus important du réseau hydrographique (Bogaart *et al.*, 2003). Les 27 glissements restant, soit 17 % de la totalité des événements recensés, sont des glissements superficiels comme dans le bassin amont du ruisseau de Belval. Seuls 2 de ces glissements sont des glissements de terrain rotationnels

probablement profonds : le premier est situé dans la vallée supérieure du Brunet, le second se situe vers la confluence du Brunet et de la Marne. Ces 2 glissements – soit 0,75 % du total – sont donc les seuls à ne pas être corrélables au dernier épisode de creusement des vallées. Les quelques vallons secs qui incisent les masses glissées, comme sur le glissement des Jacotines, indiquent quant à eux que les mouvements de terrain sont précoces sur les versants, où la régression du pergélisol est plus rapide (Van Vliet-Lanoë, 1988 ; Lebrouc *et al.*, 2013), et suivis de processus de ruissellement. Cette succession mouvement de masse-ruissellement de surface est d'ailleurs typique d'une séquence morphogénique parapériglaciaire (Mercier, 2008).

Les glissements les plus anciens sont plus difficiles à dater. Si la régularisation des formes témoignent d'une activité pléistocène antérieur au dernier optimum glaciaire, elle ne permet pas d'avancer un âge plus précis. Dans l'ouest du secteur d'étude (où la craie n'affleure pas sur les versants) les glissements très anciens, quand ils ne sont pas tronqués par des événements plus récents, ont une emprise spatiale importante. Des masses glissées très anciennes s'observent dans leur intégralité (de l'escarpement sommital au front de coulée) sur trois sites : à Vandières et à Vincelles dans la vallée de la Marne, et à Passy-Grigny dans la vallée de la Semoigne. À Vincelles, le front de la coulée atteint le fond de vallée, où le sapement du versant par la Marne a dû provoquer des désordres subséquents qu'il est difficile d'isoler aujourd'hui. À Vandières et à Passy-Grigny, la masse glissée se trouve perchée à + 15 mètres du niveau de base actuel. Ce niveau pourrait correspondre au niveau de terrasses Ma2 (+ 10-15 mètres, comme à Troissy) daté de  $\pm 104\ 000$  ans et identifié au haute Marne (Lejeune, 2005), mais la corrélation est à prendre avec prudence tant l'histoire morphotectonique des deux secteurs est différente. En tout état de cause, cette date ne correspond également qu'à un âge maximal puisque ces glissements peuvent ne pas avoir eu suffisamment de volume pour atteindre le fond de la vallée. L'ampleur de ces glissements et leur profil les apparentent aux glissements de la Péninsule de Fosheim, mis en place dans un contexte de pergélisol continu (Lewkowicz et Harris, 2005). Dans ce cas, ces glissements dateraient de la dernière période glaciaire, au Weichsélien.

### 9.2.3. Synthèse des phases de déplacement

L'ensemble des indices obtenus grâce aux levés de la carte géomorphologique et aux investigations hydrogéologiques renseignent donc sur la chronologie des glissements de terrain, et amène à préciser ou à corriger la chronologie en usage dans la région. Si aucune précision ne peut être apportée sur les deux phases d'activités rapportées au Pléistocène (Marre *et al.*, 1997), l'évolution en trois étapes (Guérémy et Vejux, 1987 ; Marre *et al.*, 1987) est confirmée (Figure 9-5).

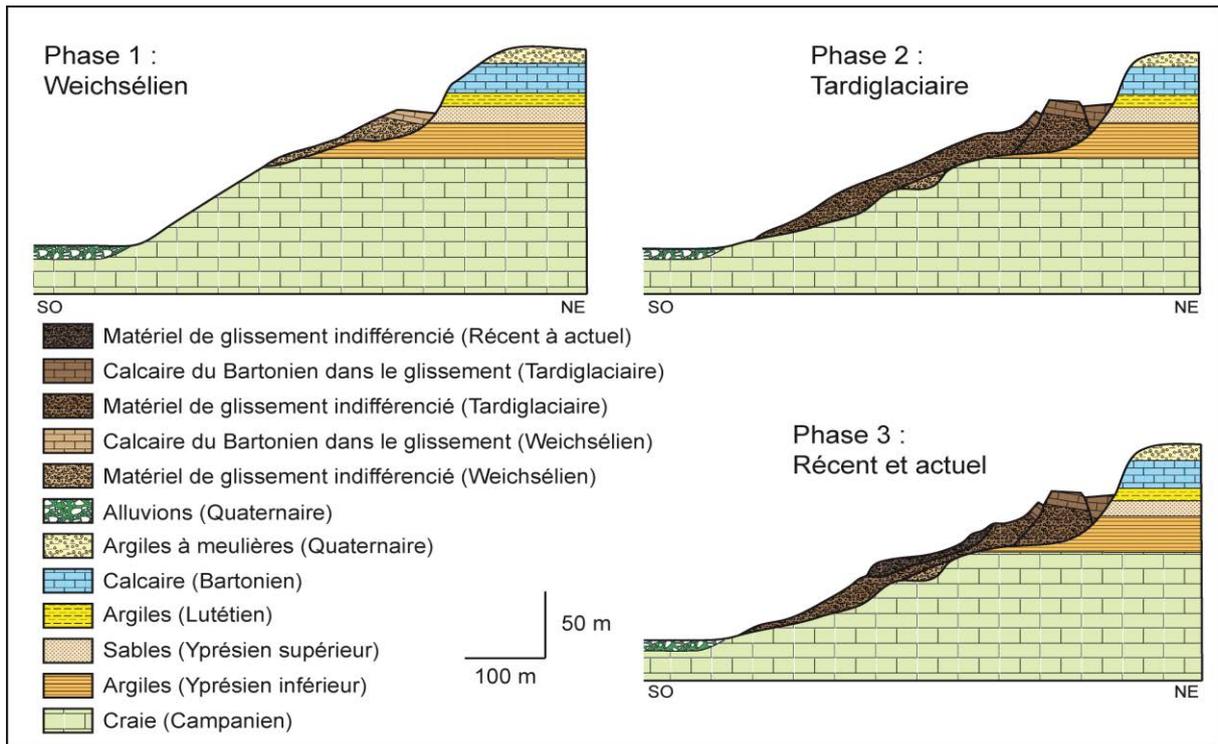


Figure 9-5 : Les phases de déplacement dans le vignoble champenois : exemple du glissement de Cuis (d’après Van den Eeckhaut *et al.*, 2010, modifié).

La première période de déplacement observée dans le vignoble champenois et dont les indices sont encore repérables sur les versants date du Weichsélien (Figure 9-5). Depuis, un ou plusieurs épisodes froids ont régularisé ces glissements. Les escarpements de tête sont notamment recouverts par des formations de type « head » (Marre *et al.*, 1997), caractéristiques également observées pour les glissements réputés du même âge sur le front de cuesta du Jura souabe, en Allemagne (Terhorst, 2007). Ces glissements sont difficilement repérables à cause de leur régularisation pendant la dernière période froide mais aussi à cause de l’anthropisation des versants qui modifie le profil des pentes.

La seconde phase de déplacement date du Tardiglaciaire. C’est la phase pendant laquelle se produit la majorité des glissements de terrain (225 événements recensés) de la vallée de la Marne, de ses affluents et de la Montagne de Reims (Figure 9-4). Ces glissements sont les plus volumineux (Figure 9-5), avec les formes les plus remarquables (contrepente des Jacotines, contrepenes de la Tempêtée à Oeuilly, versant des « Garennes » à Vandières...) et peuvent être coalescents, comme dans la vallée de la Marne entre Oeuilly et Vauciennes. Leur volume dans une topographie de faible énergie peut surprendre, mais ils sont la conséquence du réchauffement climatique du Tardiglaciaire (fonte du pergélisol et humidité) qui a provoqué une saturation des matériaux sur l’ensemble du versant. De plus, et bien qu’une période de réchauffement ne soit pas toujours considérée comme spécialement propice à l’incision (Murton et Belshaw, 2011) –certains affirment même que « l’entaille [est] négligeable depuis le Riss » (Tricart *et al.*, 1972) – elle est cependant suffisante pour que les vallons d’ordre 1 atteignent le niveau aquifère et déstabilisent les argiles plastiques de

l'Yprésien inférieur sous-jacentes. À ce titre les glissements de terrain apparaissent comme le processus majeur dans l'évolution de relief du vignoble champenois pendant le Tardiglaciaire. Tous ces glissements sont aujourd'hui stabilisés ou dormants, et ne subissent que des réactivations partielles.

Ces réactivations partielles constituent la troisième phase de déplacement, qui se déroule sous les conditions climatiques actuelles (Figure 9-5). Beaucoup plus modestes, ces réactivations superficielles se déclenchent à la faveur de périodes prolongées de précipitations importantes, plutôt que d'un épisode bref de précipitations excédentaires insuffisant pour recharger significativement les aquifères. Les réactivations se déclenchent quand la pression interstitielle dans la masse glissée initiale augmente. Elles peuvent être brutales en période de forte recharge ou très lente et indétectable à l'œil nu quand elles se produisent au gré des saisons (Massey *et al.*, 2013). Les réactivations peuvent également être le résultat d'aménagements dans le vignoble, comme à Vandières. Si ces mouvements sont peu volumineux, ils causent beaucoup de dégâts dans les vignes (Figure 9-6).

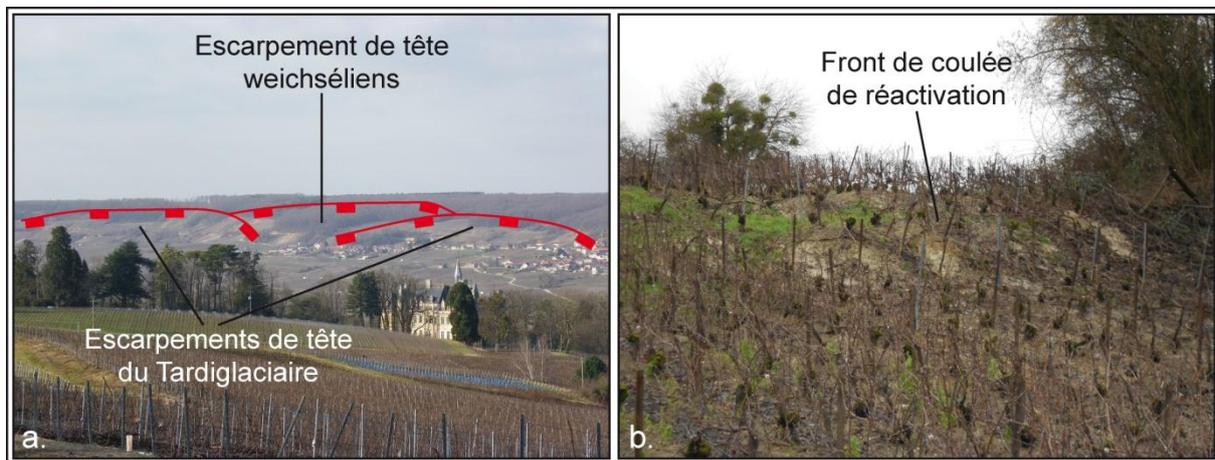


Figure 9-6 : Les deux générations de glissements pléistocènes à Reuil et Venteuil (a), et la réactivation superficielle actuelle à Vauciennes (b).

Bien qu'irréfutable, cette chronologie en trois actes ne doit pas occulter la possibilité de glissements tout au long de l'Holocène sur l'ensemble du secteur d'étude. Le glissement de Rilly-la-Montagne (Marre, 1987) prouve par exemple que des événements importants peuvent se produire après une phase humide – et une recharge aquifère – sous les conditions climatiques actuelles. De plus, ces trois actes ne prennent pas en compte l'Atlantique et le Subboréal, périodes pendant lesquelles l'activité des glissements de terrain est reconnue à travers toute l'Europe (Hradecky *et al.*, 2007 ; Van Den Eeckhaut *et al.*, 2007a ; Gioia *et al.*, 2010 ; Panek *et al.*, 2013), dans un contexte relativement humide (Magny *et al.*, 2003 ; Chalumeau, 2008) auquel n'a pas pu échapper le vignoble champenois (Figure 9-7) : l'intensification des vents d'ouest humides en Europe médiane provoque une accentuation des précipitations, moins sensible en Europe du Nord et du Sud. Au même moment, dans l'Atlantique Nord, la limite de la glace de mer progresse vers le sud.

Néanmoins, en l'absence de datations précises, il est impossible de distinguer, même sur des critères morphologiques, les glissements de terrain de cette période de ceux du Tardiglaciaire.

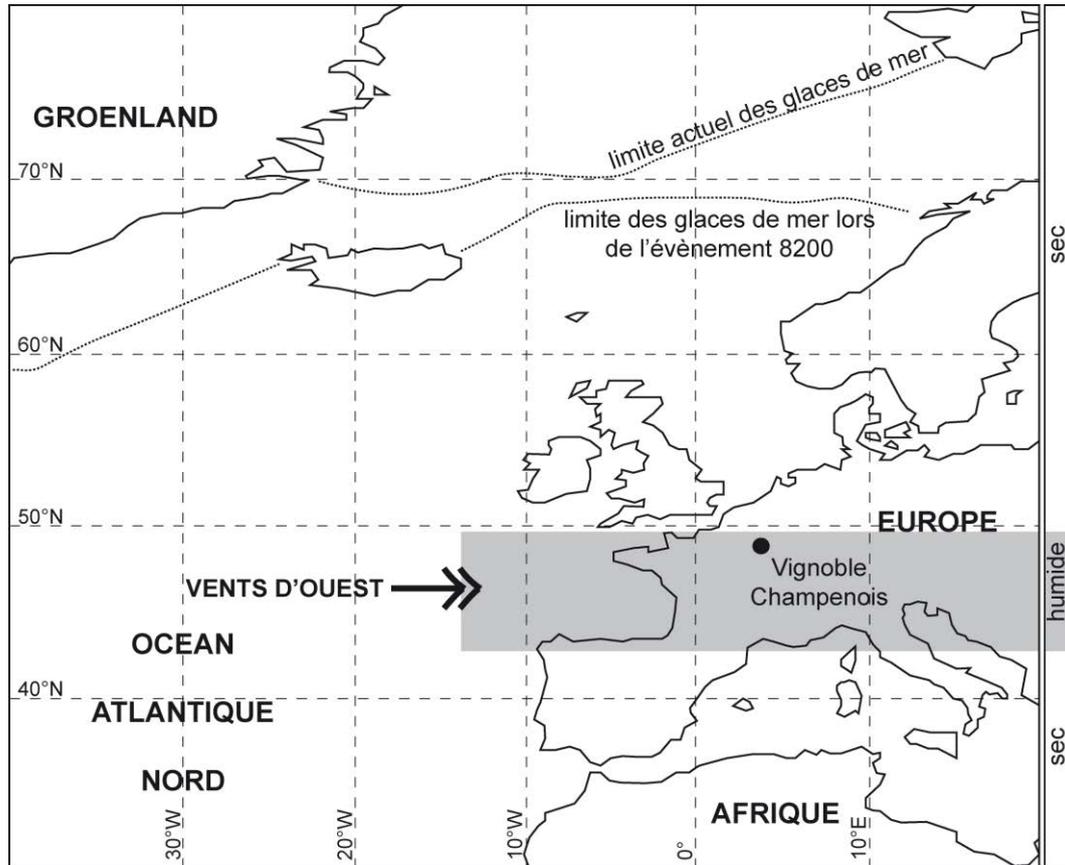


Figure 9-7 : Impact climatique de "l'évènement 8200" en Europe (d'après Magny *et al.*, 2003 et Chalumeau, 2008, modifié).

Les recherches menées sur la plaine côtière de Pärnu à l'ouest de l'Estonie montrent l'importance des bilans hydriques et hydrologiques sur le déclenchement des glissements de terrain. Dans cette région, les précipitations sont en moyenne à peine supérieures à celles du vignoble champenois mais elles sont plus efficaces à cause des influences maritimes et de la position latitudinale de la région (précipitations plus fréquentes, évapotranspiration faible). Il en résulte que les versants des vallées, dont les commandements n'excèdent pourtant pas 15 mètres, sont régulièrement affectés par des glissements de terrain dans les argiles glaciolacustres varvées. Si le rôle de l'érosion fluviale et du sapement de la base des versants est souligné, l'élévation du niveau de nappe dans l'aquifère barré par des masses glissées est considéré comme le facteur de déclenchement principal (Kohv *et al.*, 2009 ; Kohv *et al.*, 2010a ; Kohv *et al.*, 2010b).

### 9.3. Âge de la cambrure de versant

Là encore, les indices morphologiques et la nature même du processus permettent d'attribuer un âge probable à la cambrure de versant qui affecte le nord du vignoble champenois.

#### 9.3.1. Genèse de la cambrure de versant

Telle que décrite, la cambrure ne peut s'expliquer par un glissement de blocs calcaires sur les formations sous-jacentes (Sosson *et al.*, 2011), et ne se résume pas non plus à une extension latérale (Pasuto et Soldati, 1996), car ces deux processus ne rendent pas compte du fait que les blocs calcaires, pourtant désolidarisés, nappent en continuité les versants cambrés. Il faut donc envisager un abaissement progressif des strates, au fur et à mesure que la vallée se creuse, et cet abaissement ne peut s'expliquer que par le départ de matériaux sableux sous-jacents aux calcaires (Figure 9-8).

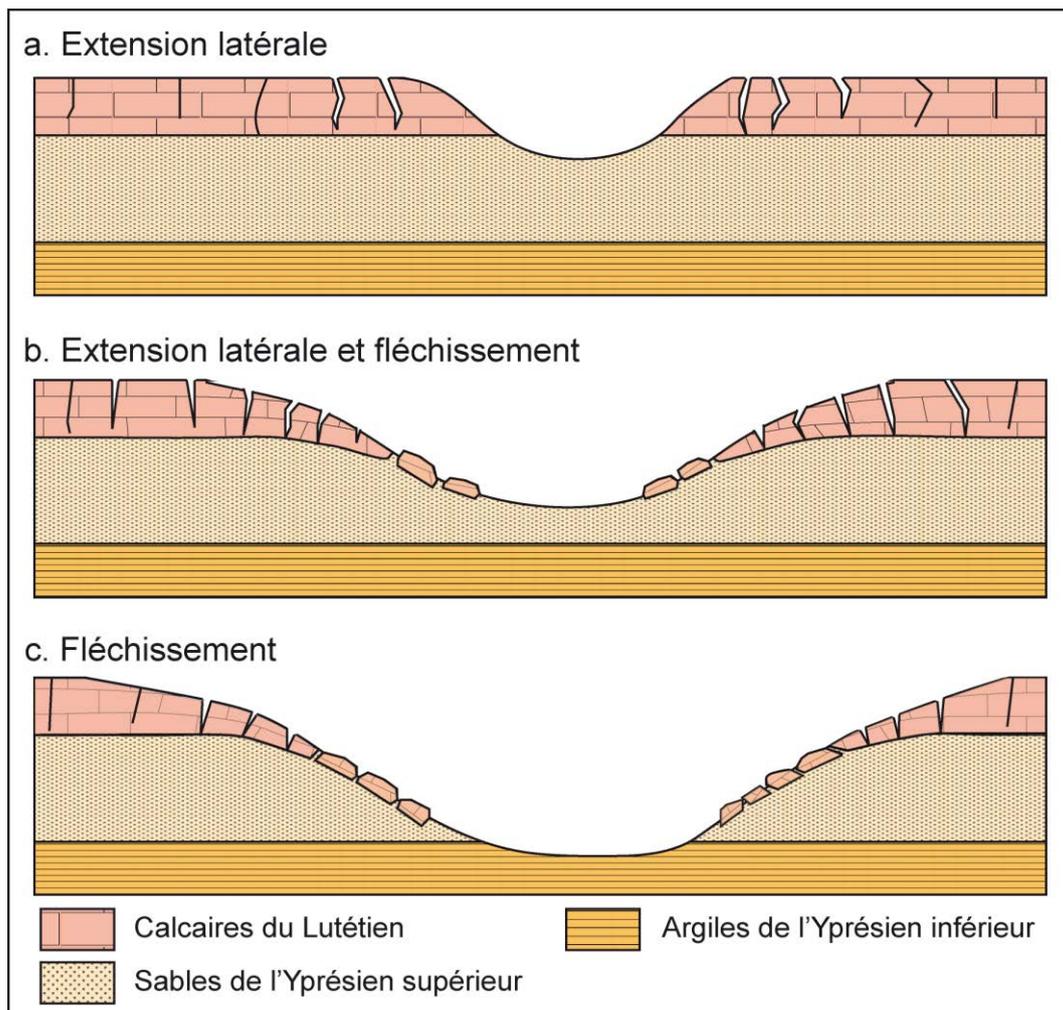


Figure 9-8 : Genèse de la cambrure de versant dans le vignoble champenois.

Dans les structures où la roche incompetent est argileuse, cette crypto-érosion est attribuée au lessivage des roches meubles imperméables par les eaux de percolation (Hawkins et Privett, 1979), ou au fluage (Hollingworth *et al.*, 1944), ou froissage (Hutchinson et Coope, 2002), conditionnés par un relâchement des contraintes sur les versants où les argiles affleurent, relâchement souligné par une bréchification (Vaughan, 1976 ; Hobbs et Jenkins, 2008). Dans le deuxième cas, il a également été suggéré que la déformation des matériaux est accélérée par la fonte d'un pergélisol (Hutchinson, 1991 ; Parks, 1991). Dans tous les cas, il en résulte un renflement du fond de vallée (*valley bulging*) où viennent s'accumuler les matériaux plastiques. Dans le Tardenois et le Soissonnais, le renflement des fonds de vallée est très peu marqué (le toit des argiles sparnaciennes est globalement parallèle au toit de la craie) et ne peut s'expliquer que par la décompression *sensu stricto* (c'est-à-dire sans appel au vide), d'autant que les versants sont essentiellement développés dans les sables cuisiers qui en contrôlent la dynamique. Comme, d'autre part, les matériaux sableux sont peu sensibles à la compaction (et donc à la décompaction), et sont par ailleurs perméables, leur déblaiement sous couverture calcaire ne peut se produire que dans des conditions de bilan hydrologique excédentaire favorable à l'infiltration (et au ruissellement), donc dans une ambiance périglaciaire. Ce dernier point fait consensus (Ballantyne et Harris, 1994), et la suffosion des sables cuisiers se produit donc essentiellement en phase ana et/ou cataglaciale.

### 9.3.2. Éléments de datation de la cambrure de versant

Si la nécessité d'une ambiance froide implique un âge pré-holocène, la position perchée (+ 100 m) de certains versants cambrés plaide également en faveur d'une genèse ancienne, et pas nécessairement polycyclique (Horswill et Horton, 1976). À Janvry par exemple, la Vesle, en divaguant sur son (ancien) fond plat, a fait reculer les versants (Figure 9-9).

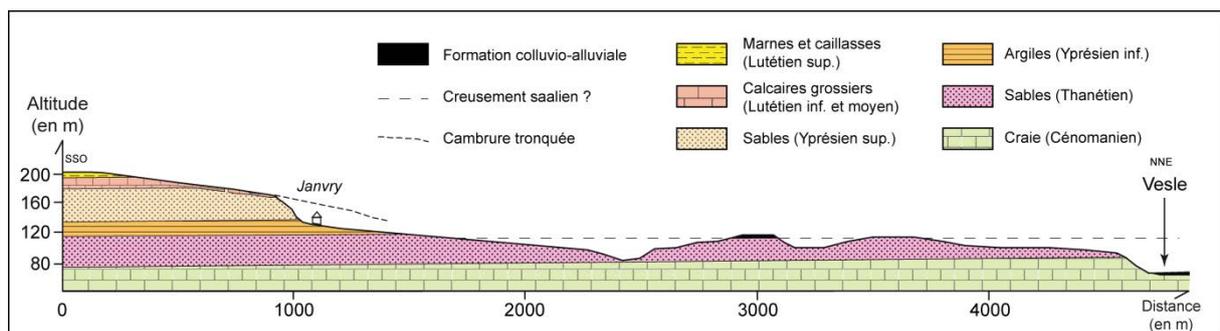


Figure 9-9 : Coupe géomorphologique interprétative à Janvry (vallée de la Vesle).

Les quatre niveaux de terrasses alluviales de la Vesle (compris entre  $\pm 5$  m et  $\pm 30$  m) ne s'apparentent pas nécessairement aux niveaux identifiés et datés le long de la haute Marne, et qui s'étagent sur une cinquantaine de mètres, car les deux secteurs n'ont pas la même histoire morphotectonique (Cojan *et al.*, 2007). Les deux niveaux haut-marnais Ma3 (+ 20-25 m) et Ma2 (+ 10-15 m), datés de  $\pm 151\ 000$  ans et  $\pm 104\ 000$  ans (Lejeune, 2005), donnent

cependant un ordre de grandeur qui concorde avec celui obtenu dans les Midlands (Horswill et Horton, 1976), permettant de conclure à une cambrure au moins anté-saaliennne. Cette estimation s'accorde parfaitement avec les âges radiométriques obtenus sur des spéléothèmes postérieurs au phénomène de détente dans les calcaires bathoniens des Cotswold Hills, soit 350 000 ans minimum (Self, 1995), impliquant un âge au moins elsterien pour la cambrure. Cet âge ancien signifierait que la cambrure de versant est une forme stable, se distinguant en cela des versants affectés par des glissements récurrents (Marre *et al.*, 1997). R.J. Chandler (Chandler *et al.*, 1976) considère même la cambrure comme une forme fossile, épargnée par l'approfondissement subséquent de la vallée, ce qu'illustrerait la cambrure tronquée de Janvry (Figure 9-9). Le long de l'Ardre, dont l'étroit fond de vallée est typique d'un cours d'eau au profil longitudinal pentu, donc plus favorable à l'incision, la cambrure de versant reste intacte (Figure 3-14). Cette vallée illustre ainsi parfaitement les spécificités morphométriques (largeur de la grande base, longueur des versants et valeur des pentes) des vallées qui entaillent l'Eocène.

Sur le front de la cuesta, la cambrure de versant n'est pas tronquée non plus : elle se raccorde à un niveau de glacis perché. Le passage du versant cambré au glacis est marqué par une rupture de pente calée sur une ligne de source vers 130 m, correspondant au contact Yprésien inférieur- Yprésien supérieur, et traduisant le relais de processus de façonnement des versants. Comme le haut niveau de glacis du front de cuesta se suit jusqu'à la cote 115 m en direction de la dépression orthoclinale, altitude qui correspond à celle des hautes terrasses de la Vesle dans la percée cataclinale (à Janvry), les deux formes ont probablement le même âge. Cela confirme l'ancienneté de la cambrure, et en outre incite à rester prudent sur la distance de recul de la cuesta au Quaternaire.

## **9.4. Le rôle de l'état des réserves en eau**

La cambrure de versant et les glissements de terrain sont donc directement conditionnés par l'état des ressources en eau, qui pallie la faible énergie du relief.

### **9.4.1. Les réserves en eau et la susceptibilité**

Ce constat incite à ajouter, dans les modèles de susceptibilité des versants aux mouvements de terrain, le paramètre « eaux souterraines » en tant que facteur d'instabilité (Schmidt et Dikau, 2004 ; Schulz *et al.*, 2008), sans se limiter à l'état hydrique des masses glissées, et en tenant compte de l'alimentation souterraine en eau. Dans le vignoble champenois, cette couche d'information n'a jamais été analysée, sans doute en raison de la rareté des banques de données numériques disponibles. De fait, les paramètres « lithologie » et « pente » apparaissent toujours, *in fine*, comme les plus discriminants sur les cartes de susceptibilité (Balteanu *et al.*, 2010 ; Van Den Eeckhaut *et al.*, 2010 ; Conforti *et al.*, 2014). Pour ce qui est

de la pente, il est pourtant notoire que les mouvements de terrain ne sont pas l'apanage des reliefs de forte énergie (Van Den Eeckhaut *et al.*, 2007a) et, de plus, la pertinence de ce paramètre est discutable quand les cartes de susceptibilité portent sur des secteurs où les mouvements de terrains ont déjà eu lieu et définissent une valeur de pente qui, en toute logique, traduit un équilibre retrouvé. Les cartes surestiment ainsi généralement la susceptibilité. En outre, ce sont les modalités des réactivations qu'il faut établir.

Une cartographie de la susceptibilité est par ailleurs difficile à réaliser dans le vignoble champenois où les grands glissements sont stabilisés ou dormants. Les déplacements sont difficilement mesurables et corrélables avec l'état des réserves en eau, comme cela a pu être fait, par exemple, sur le glissement de Minor Creek en Californie (Iverson et Major, 1987) ou sur les glissements des versants côtiers du Pays d'Auge en Normandie (Lissak, 2012). La cartographie de l'aléa du « PPR glissements de terrain » de la vallée de la Marne et de la côte d'Ile-de-France (Maillard *et al.*, 2005 ; Zornette *et al.*, 2006b ; Zornette *et al.*, 2009) combine les données mécaniques (cohésion, angle de frottement interne) et les valeurs de pente selon un MNT de 10 m tout en prenant en considération les données géomorphologiques. Ce dernier point permet d'ajouter sur les cartes de susceptibilité les zones de réactivations observées ne répondant pas aux conditions structurales. L'aléa est ainsi noté selon l'intensité des phénomènes (correspondant à leur ampleur) et selon leur occurrence (Tableau 9-2).

	<b>Intensité très forte</b>	<b>Intensité forte</b>	<b>Intensité moyenne</b>	<b>Intensité faible</b>	<b>Intensité très faible</b>
<b>Occurrence forte</b> (de quelques années, phénomènes actifs)	Aléa majeur	Aléa fort	Aléa fort	Aléa moyen	Aléa moyen
<b>Occurrence moyenne</b> (de quelques décennies)	Aléa fort	Aléa fort	Aléa moyen	Aléa moyen	Aléa faible
<b>Occurrence faible</b> (supérieur au siècle)	Aléa moyen	Aléa moyen	Aléa moyen	Aléa faible	Aléa faible
<b>Occurrence très faible</b> (plusieurs siècles)	Aléa moyen	Aléa faible	Aléa faible	Aléa très faible	Aléa très faible

Tableau 9-2 : Matrice générale d'évaluation du niveau d'aléa (d'après Zornette *et al.*, 2009).

Ainsi, les cartes obtenues, résultat de la combinaison entre la carte des pentes et celles des propriétés mécaniques des roches et des formes de terrain, mentionnent les zones de susceptibilité déterminées en fonction de la structure mais aussi les zones de réactivations des glissements de terrain dormants (Figure 9-10).



champenois (Banque de Données MVT du BRGM), montre que, contrairement aux conclusions souvent apportées (Martins-Campina, 2005), les totaux pluviométriques importants n'induisent pas systématiquement des mouvements de terrain (Figure 9-11). En effet, l'aléa est quasi inexistant lors d'années exceptionnellement pluvieuses si elles sont isolées au sein de séries d'années sèches (1974, 1992). De même, la succession d'une série d'années sèches (1971-1976), et d'une série d'années plus humides (1977-1983) est peu morphogène. Dans ce cas, partant d'un niveau très bas, la recharge détermine des rendements aquifères insuffisants, peu propices à l'alimentation en eau des masses glissées et au déclenchement de nouveaux glissements. Cela témoigne en outre du faible rôle de la dessiccation de surface en année sèche, qui augmente pourtant la perméabilité des matériaux (souvent de nature argileuse) et l'infiltration en année humide. Par contre, les mouvements de terrain sont plus nombreux au terme d'une succession d'années humides garantissant une recharge aquifère prolongée, comme de 1986 à 1988 et en 2000-2001 où ont été enregistrés des niveaux piézométriques records et où se sont produit des crues de nappe. L'instabilité s'accroît également si une série d'années humides se greffe sur une période où les niveaux piézométriques sont restés élevés, comme ce fut le cas entre 1995 et 1997. Logiquement, une série d'années sèches ne génère que très peu, voire aucun mouvement de terrain (Figure 9-11).

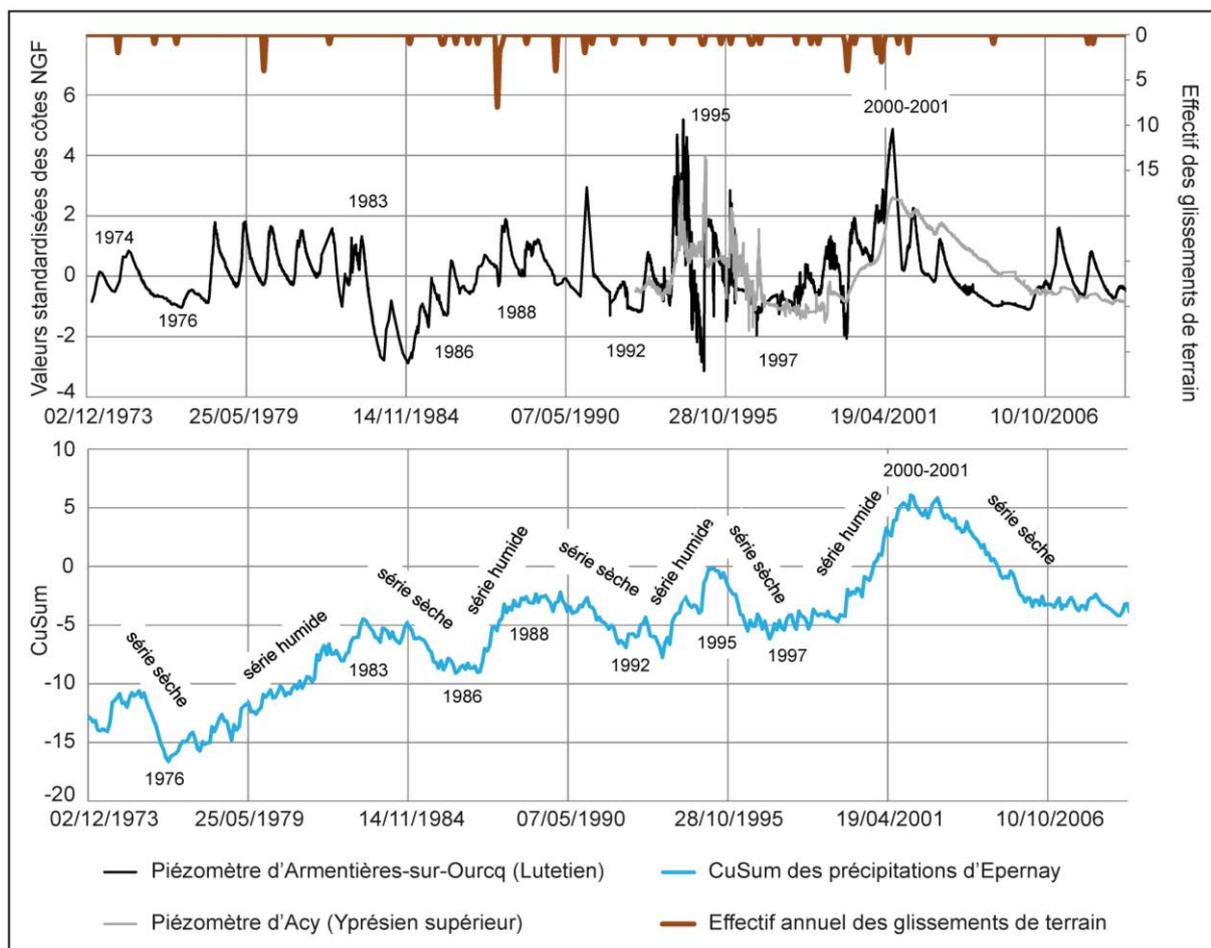


Figure 9-11 : CuSum des précipitations, niveaux de nappes et nombre de glissements de terrain.

En conséquence, l'état hydrique des masses glissées ne découle pas exclusivement du bilan climatique mais davantage de l'état des réserves aquifères qui leurs confèrent une alimentation souterraine non seulement continue mais également immunisée de l'évapotranspiration. Dans le vignoble, pourtant, les désordres actuels qui affectent les versants, essentiellement des réactivations superficielles d'anciens glissements (le glissement de Rilly-la-Montagne constituant l'exception (Marre, 1987), sont généralement attribués aux précipitations et à un bilan hydrique chroniquement défavorable à la stabilité des versants (Guérémy et Vejux, 1987). Il n'en reste pas moins que les fluctuations climatiques à l'échelle de l'Holocène ont rythmé la dynamique des versants, avec une recrudescence marquée de l'instabilité à la fin de l'Atlantique (Gonzalez Diez *et al.*, 1999 ; Demoulin *et al.*, 2003 ; Soldati *et al.*, 2004 ; Panek *et al.*, 2010a), période à partir de laquelle paramètres anthropiques et climatiques commencent en outre à se combiner (Dapples *et al.*, 2002 ; Remondo *et al.*, 2005 ; Van Den Eeckhaut *et al.*, 2010). L'exemple de la Semoigne (voir chapitre 7) incite cependant à ne pas raisonner uniquement en termes de bilan hydrique : dans le vignoble – où les aménagements sont voués à faciliter (et intensifier) l'exploitation plus qu'à stabiliser les pentes – les réactivations sont dues à la teneur en eau des masses glissées, alimentées davantage par la vidange aquifère que par les précipitations, qui ne peuvent donc être utilisées comme le seul critère de déclenchement des mouvements de terrain.

### 9.4.3. Implications cyndiniques

En croisant les cartes d'aléa et les conditions climatiques, il est possible de retracer les événements de réactivation du vignoble champenois. L'importance des ressources en eau dans le déclenchement et l'activité des réactivations se confirme en analysant la position de ces réactivations par rapport au zonage de l'aléa et à l'affleurement de l'aquifère de l'Yprésien supérieur et du Lutétien selon les cartes géologiques à 1 : 50 000 du BRGM (Figure 9-12).

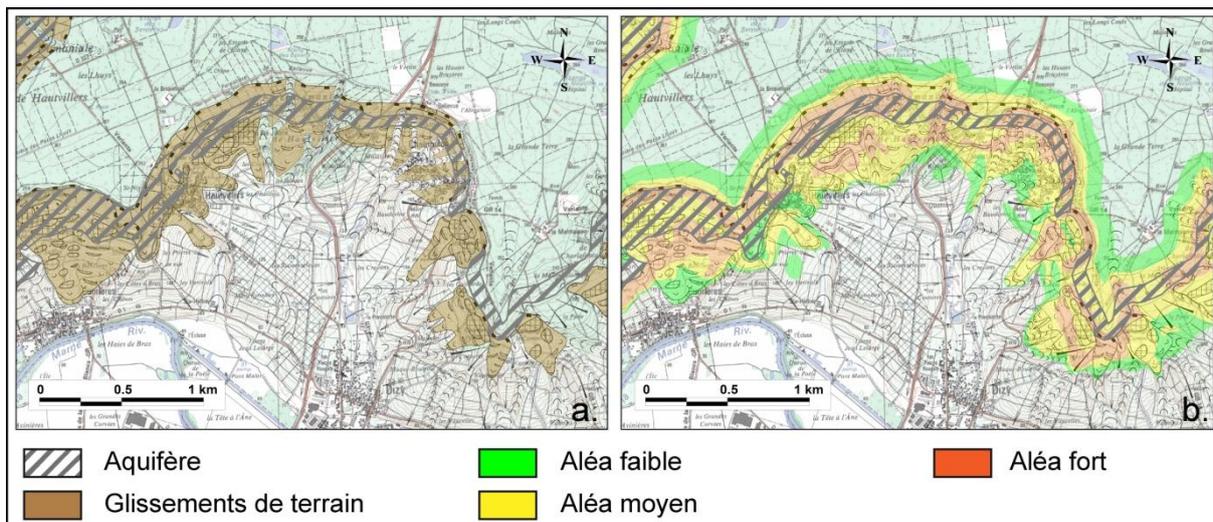


Figure 9-12 : Affleurement de l'aquifère par rapport aux glissements de terrain (a) et au zonage de l'aléa selon le BRGM (b), l'exemple du secteur de Hautvillers et Champillon (vallée de la Marne).

L'aquifère affleure dans la partie amont des glissements de terrain, confirmant son rôle prépondérant dans leur déclenchement (Figure 9-12a). Il affleure également dans les zones où l'aléa, déterminé en fonction des paramètres mécaniques des formations géologiques et selon les formes rencontrées sur le terrain, est considéré comme fort (Figure 9-12b). À l'échelle du versant, les réactivations ont donc principalement lieu dans les secteurs où les ressources en eau sont les plus importantes. En outre, des zones d'aléa fort sont répertoriées plus bas sur les glissements, mais systématiquement en contrebas des replats ou contrepentes, dans la même configuration qu'aux Jacotines, où les circulations de l'eau au sein des différents compartiments du glissement sont identifiées (*cf.* chapitre 7). Les secteurs où affleure l'aquifère principal et ceux en contrebas des replats-contrepenes des grands glissements sont donc les plus sensibles aux phénomènes de réactivations car ils sont les plus sujets à l'apport en eau direct ou indirect (principe des vases communicants dans les compartiments des grands glissements, pression interstitielle) de l'aquifère.

Le zonage de l'aléa établi par le BRGM, qui traduit une spatialisation de la susceptibilité des versants aux glissements de terrain et l'activité de ces derniers, doit être confronté aux ressources en eau inhérentes aux conditions climatiques. Si la précision du zonage implique une étude plus approfondie des structures internes des différents types de glissement de terrain et un suivi continu des déplacements d'un événement connu, il est toutefois possible de comprendre le fonctionnement des réactivations actuelles. À Boursault, le glissement déclenché en 2000 fait suite à une période de forte recharge de l'aquifère (Figure 9-13). Cette année fut très pluvieuse et clôt une longue série humide comme le montre le CuSum des précipitations d'Epernay, station située à moins de 7 km à l'est du glissement de terrain. Sur la carte du zonage de l'aléa, ce glissement apparaît en zone d'aléa fort (Figure 9-14).

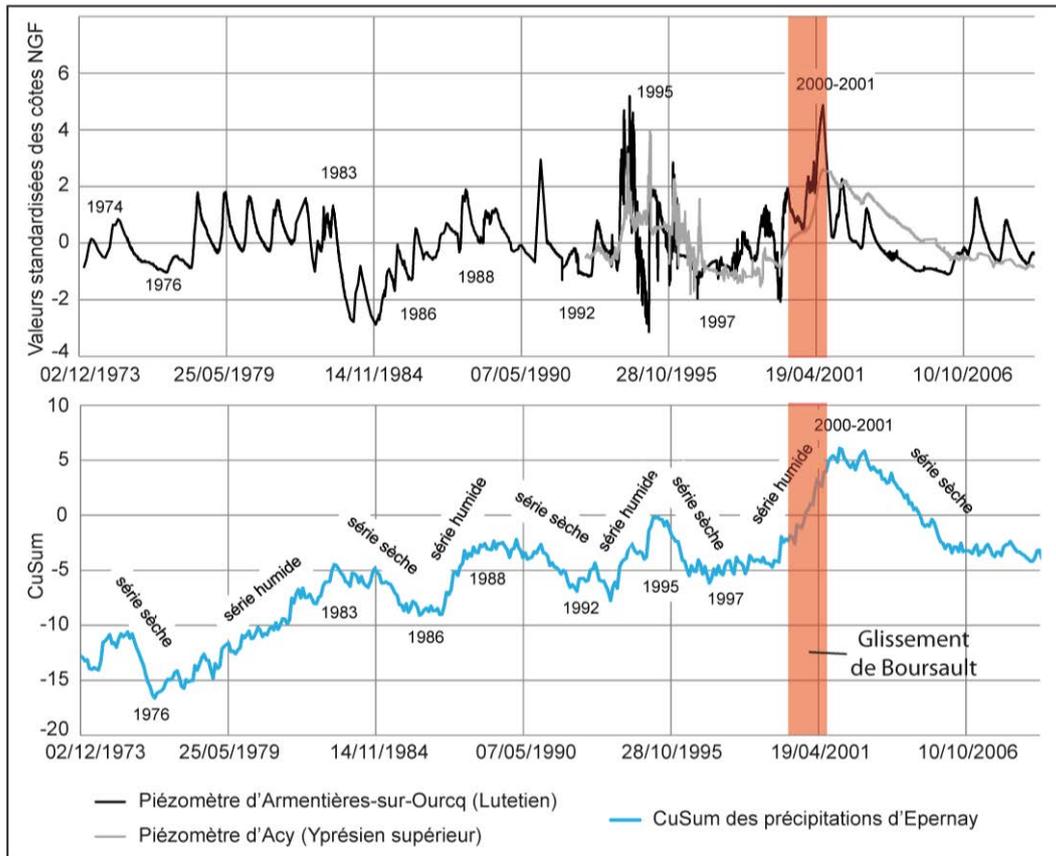


Figure 9-13 : Période d'activité principale du glissement de Boursault.

Dans ce cas, le niveau d'aléa est directement lié à un glissement tout juste antérieur à l'établissement de la carte, il n'est donc pas le reflet d'une prédisposition particulière décelée dans le secteur. Toutefois, la cicatrice de départ du glissement de Boursault se situe bien en zone d'aléa fort, au niveau de l'escarpement de tête du glissement Tardiglaciaire qui affecte l'ensemble du versant, et où affleure l'aquifère de l'Yprésien supérieur et du Lutétien selon la feuille géologique d'Epernay (Hatrival, 1977). Alentour, dans le même contexte que la coulée du glissement de Boursault – altitude et position en contrebas des replats ou contrepentes principales des glissements dormants – l'aléa est considéré comme moyen (Figure 9-14).

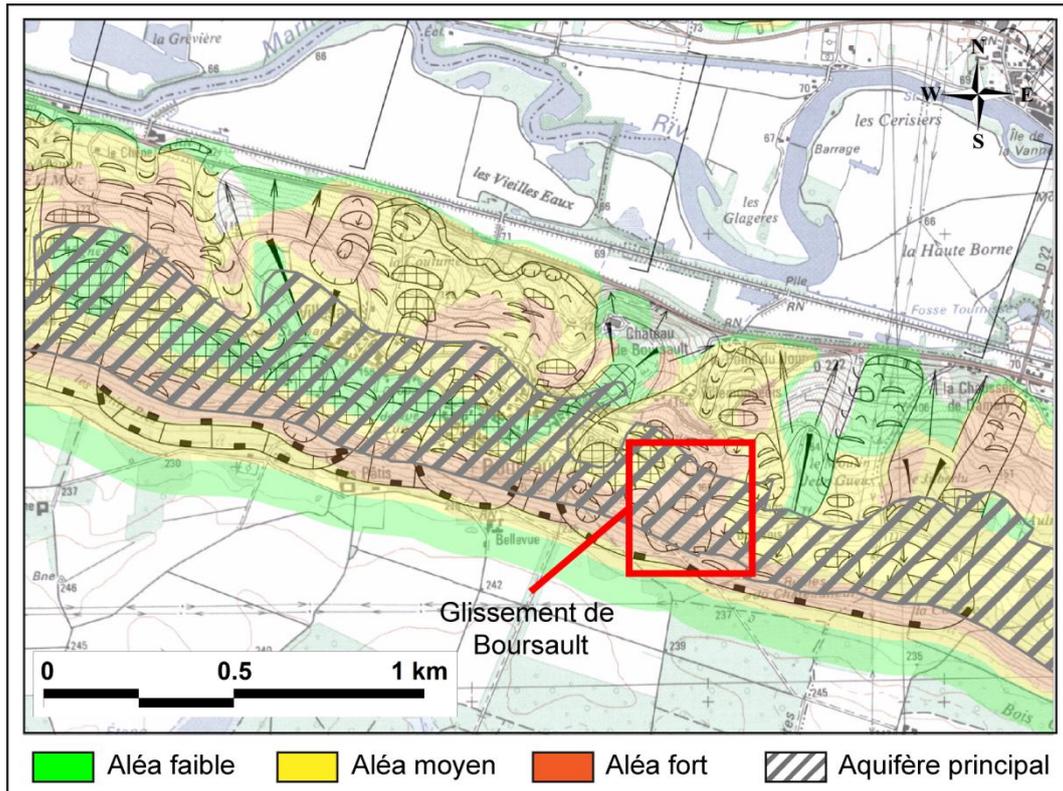


Figure 9-14 : Zonage du niveau d'aléa à Boursault selon le BRGM.

Le glissement de Boursault s'est donc déclenché dans une zone d'aléa fort, déterminé par la corrélation entre les caractéristiques mécaniques des roches (angle de frottement interne notamment) et la valeur de la pente. Cette corrélation fonctionne au niveau des escarpements de tête où la structure géologique peut être affleurante, ou sub-affleurante en cas de colluvionnement, elle ne peut toutefois convenir lorsque les masses glissées recouvrent la structure. À Boursault, le glissement de terrain de l'an 2000 se propage sur le glissement dormant jusqu'à une altitude de 140 mètres, soit plus bas que le mur des sables de l'Yprésien supérieur. Les conditions des ressources en eau observées lors du déclenchement et pendant les mois d'activité qui ont suivi, apportent une nouvelle preuve de l'importance des échanges d'eau entre l'aquifère et la masse glissée : la vidange engendre une mise en eau par pression interstitielle de la masse glissée qui se réactive partiellement. Plus bas sur le versant, la masse glissée n'est plus directement alimentée par l'aquifère. La pression interstitielle diminue et l'eau se cantonne au plan de glissement : la masse glissée reste stable. Le même schéma est observé pour les glissements de Cuis et de Vandières, par exemple, bien que les aménagements viticoles ont également joué un rôle dans le déclenchement de ce dernier. Les cartes d'aléa du BRGM apparaissent donc comme un bon compromis pour un zonage de la susceptibilité des réactivations des glissements de terrain à l'échelle globale. Elles sont toutefois moins précises à l'échelle du versant car elles ne prennent en compte ni les ressources en eau ni l'impact des masses glissées sur la dynamique des versants (mécanique des matériaux et aspects hydrogéologiques). Elles nécessitent un approfondissement basé sur les

connaissances fondamentales des glissements de terrain de la région ainsi que sur une dimension temporelle caractérisée par l'état des ressources en eau.

## 9.5. Conclusion du Chapitre 9

Les mouvements de terrain participent à l'élargissement des vallées, qui concurrence l'incision au Quaternaire (Lévy *et al.*, 2012). Les interactions entre les instabilités et la morphométrie sont donc bien établies. Les recherches géomorphologiques et hydrologiques menées sur les mouvements de terrain du vignoble champenois apportent des indices précieux pour déterminer les conditions de leur activité, et, partant, pour les insérer dans un cadre chronologique. La cambrure de versant est le type de mouvement le plus ancien dans le vignoble champenois. Les glissements de terrain (tels qu'on les observe aujourd'hui) sont plus récents, et leur phases principales d'activités se répartissent entre le Weichsélien, le Tardiglaciaire et l'Actuel. Une phase d'activité à l'Atlantique est également très probable. Ces périodes correspondent à des conditions climatiques favorables au déclenchement de mouvements de cette ampleur dans un contexte de relief de faible énergie (bilan climatique excédentaire, fonte du pergélisol...).

Si la cambrure de versant est aujourd'hui stabilisée, les glissements de terrain subissent des réactivations responsables des nombreux dégâts dans le vignoble. Elles sont le résultat de l'état hydrique des masses glissées, alimentées par la vidange de l'aquifère qu'elles recouvrent. Les conditions climatiques, et notamment les précipitations pourtant largement suspectées, ne jouent donc qu'un rôle indirect sur le déclenchement des réactivations en particulier et des grands glissements de terrain en général. Si les cartes d'aléa du vignoble champenois sont fiables, bien qu'elles aient tendance à surestimer l'aléa, elles doivent être complétées par la dimension temporelle que représente l'état des réserves aquifères. Cet ajout permettrait une meilleure gestion du risque.

Bien que, dans les conditions bioclimatiques actuelles, les eaux souterraines alimentent moins les masses glissées, la modélisation spatiale des écoulements d'étiage (Lang *et al.*, 2006) pourrait aussi être intégrée aux modèles prédictifs de réactivation de glissements de terrain. Par ailleurs, le suivi hydrométrique et géochimique des sources en limite de coulées permettrait de mieux connaître les contraintes de cheminement des eaux et les conditions d'écoulement souterrain entre les aquifères et les masses glissées. Ce travail permettrait d'améliorer les cartes d'aléa déjà disponibles et donc d'élaborer des cartes de susceptibilité précises.

## *Conclusion de la Partie 3*

Les mouvements de terrain du vignoble champenois, qui participent à l'élargissement des vallées, sont conditionnés par la structure géologique qui détermine l'occurrence, la nature, l'ampleur, et la morphologie des instabilités sur les versants. Les recherches menées pointent également le rôle primordial de l'aquifère de l'Yprésien supérieur-Lutétien.

La répartition spatiale des glissements de terrain est déterminée par les ressources en eau. Inversement, les glissements de terrain forment une couverture sur les versants et modifient la répartition spatiale des sources. L'aquifère, devenu semi-captif, se vidange difficilement le long du plan de glissement. Sous l'effet de la pression interstitielle, la masse glissée peut se charger en eau et se réactiver partiellement.

Il faut donc distinguer le comportement de l'aquifère d'une part, relevant du bilan hydrologique et influençant la stabilité de versants, et le rôle indirect des précipitations, relevant du bilan hydrique, dont l'efficacité est bien moindre. En ne prenant pas en compte l'aquifère, la cartographie de la susceptibilité aux glissements pour le vignoble champenois (Van Den Eeckhaut *et al.*, 2010) surestime finalement, dans le temps mais aussi dans l'espace, la probabilité d'un mouvement de terrain. La gestion du risque mouvement de terrain dans le vignoble champenois est donc conditionnée au suivi de l'état des ressources en eau des aquifères principaux.

En outre, la structure et les mécanismes actuels des mouvements de terrain du vignoble champenois ont permis une datation des phénomènes. La cambrure de versant, stable voire fossile, est anté-saaliennne, tandis que les glissements de terrain au sud sont plus récents : weichséliens à actuels, avec une forte activité durant le Tardiglaciaire et sûrement pendant l'Atlantique.



## ***Conclusion générale***

Les versants du vignoble champenois sont affectés par deux grandes familles de mouvements de masse : les glissements de terrain et la cambrure de versant. Bien que les glissements aient fait l'objet de nombreuses études depuis le début des années 1980, beaucoup de questions restaient en suspens. Ce travail de thèse, couplant les approches géomorphologique et hydrologique, et utilisant l'outil géophysique, et dans certains cas l'apport de la subterranelogie, a permis de lever ces interrogations et, de surcroît, de modéliser une dynamique d'évolution jamais décrite dans le secteur, la cambrure de versant.

Au nord du secteur d'étude, la cambrure de versant prédomine. Il s'agit d'une forme héritée, causée par le soutirage des sables de l'Yprésien supérieur entraînant le fléchissement des calcaires du Lutétien inférieur et moyen. Le processus se manifeste à l'approche des vallées qui entaillent le plateau et le long front de cuesta, quand la surface des interfluves est définie par l'affleurement du Lutétien calcaire. L'analyse de la fracturation du calcaire en carrières souterraines et du modelé des versants a permis de déterminer le mécanisme et l'extension du processus. La cambrure est un processus fossile, et les versants qui en résultent peuvent être tronqués par la divagation des cours d'eau, ou au contraire restés intacts, comme dans la vallée de l'Ardre ou sur le front de cuesta, où les versants cambrés se raccordent à un haut niveau de glaciais. Les indices chronologiques, essentiellement basés sur la chronologie des terrasses de la Vesle, suggèrent un âge antésaalien correspondant à celui établi, pour le même phénomène, par les auteurs anglais, tandis que les mécanismes en causes impliquent un climat froid avec phases de dégel marquées.

Dans la vallée de la Marne et la Montagne de Reims, les glissements de terrain abondent. Les 264 glissements de terrain recensés, qu'ils soient stabilisés, dormants ou actifs, se divisent en 6 grands types répartis selon les contraintes géologiques. Trois périodes d'activités principales sont retenues :

- Le Weichsélien (avant le dernier optimum glaciaire) ;
- Le Tardiglaciaire, auquel la majorité des glissements de la région se rattachent ;
- L'Actuel, où se produisent essentiellement des réactivations partielles.

L'Atlantique est sans doute, comme ailleurs en Europe, une période de forte instabilité des versants, mais il n'existe pour cette période aucun critère de datation. Les glissements rapportés au Tardiglaciaire, comme celui des Jacotines, atteignent des épaisseurs de plus de

40 mètres. La fréquence de ces glissements dans un contexte de relief de faible énergie surprend mais s'explique par le contexte géologique et hydrogéologique du secteur.

Les investigations hydrologiques et piézométriques menées dans le bassin versant de la Semoigne et sur le glissement de Montchenot confirment le rôle fondamental des eaux souterraines dans la répartition spatiale des glissements de terrain, puis dans leur réactivation. Dans un premier temps, l'aquifère principal des formations tertiaires, en fonction du bilan hydrologique, déclenche les glissements de terrain. Dans un second temps, la masse glissée joue un rôle de couverture semi-perméable (voire imperméable), barrant l'aquifère principal devenu semi-captif. L'eau de l'aquifère se vidange alors difficilement et les circulations se font préférentiellement au niveau du plan de glissement où les matériaux sont plus cisailés et déstructurés. Les sources se décalent en contrebas du glissement, sauf lorsque la coulée repose sur la craie du Campanien, dans laquelle l'eau s'infiltré et rejoint la nappe.

Les circulations de l'eau le long du plan de glissement sont difficiles et les apports de la nappe provoquent une pression interstitielle provoquant la mise en eau de la masse glissée. C'est notamment le cas dans les glissements de terrain rotationnel, où les formations aquifères (sables de l'Yprésien supérieur principalement) sont conservées en l'état au sein du glissement. Les suivis piézométriques du glissement de Montchenot montrent qu'un véritable réservoir d'eau peut se constituer dans la masse glissée. Dans ce cas, les infiltrations remontantes sont responsables des réactivations partielles des glissements de terrain. Ces réactivations ne sont donc pas la conséquence directe de forts épisodes pluvieux mais de l'état des ressources en eau. L'analyse des courbes du CuSum des précipitations et des valeurs standardisées des niveaux de nappes de l'aquifère principal de la région montre en effet que les réactivations sont liées à une série de périodes pluvieuses excédentaires parce qu'elles provoquent une recharge des aquifères, à l'origine des déclenchements.

Ces résultats permettent une réflexion sur les modèles de prévention du risque glissement de terrain, essentiellement représenté par des réactivations dans le vignoble champenois. Ces glissements se déclenchent particulièrement dans les masses glissées anciennes lors des périodes excédentaires pendant lesquels les aquifères se rechargent. Dans ce sens, ce travail offre une base solide à l'étude de la susceptibilité aux glissements de terrain dans la région du vignoble champenois en particulier et dans les milieux de relief de faible énergie en général. Les cartes d'aléa, basées sur les propriétés mécaniques des matériaux, les valeurs de pente et les investigations de terrain, déjà établies dans la vallée de la Marne et la Montagne de Reims, permettent de cibler les zones les plus exposées aux risques, mais elles n'apportent aucune information relative aux conditions climatiques et hydrogéologiques révélées notamment par le suivi des niveaux de nappes. Les conditions de déclenchement ne pourront être précisées qu'après une étude approfondie des différents types de glissement de terrain du secteur qui détermineront les réactions à l'eau des masses glissées. Ce travail pourrait alors s'ouvrir sur la modélisation précise de la susceptibilité des versants aux glissements de terrain.

## *Références bibliographiques (242)*

- Agnesi, V., Camarda, M., Conoscenti, C., Di Maggio, C., Diliberto, I.S., Madonia, P., Rotigliano, E., 2005. A multidisciplinary approach to the evaluation of the mechanism that triggered the Cerda landslide (Sicily, Italy). *Geomorphology*, 65, 101-116.
- Alcantara-Ayala, I., Esteban-Chavez, O., Parrot, J.-F., 2006. Landsliding related to land-cover change: A diachronic analysis of hillslope instability distribution in the Sierra Norte, Puebla, Mexico. *Geomorphology*, 65, 152-165.
- Ardizzone, F., Cardinali, M., Carrara, A., Guzzetti, F., Reichenbach, P., 2002. Impact of mapping errors on the reliability of landslide hazard maps. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2, 3-14.
- 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*, 52, n°2, 1-13.
- Ballantyne, C.K., Harris, C., 1994. *The periglaciation of Great Britain*. Cambridge University Press, 330 p.
- Balteanu, D., Chendes, V., Sima, M., Enciu, P., 2010. A country-wide spatial assessment of landslide susceptibility in Romania. *Geomorphology*, 124, 102-112.
- Begueria, S., 2006. Changes in land cover and shallow landslide activity: A case study in the Spanish Pyrenees. *Geomorphology*, 74, 196-206.
- Belle, P., Aunay, B., Bernardie, S., Grandjean, G., Ladouche, B., Mazué, R., Join, J.-L., 2013. The application of an innovative inverse model for understanding and predicting landslide movements (Salazie cirque landslides, Reunion Island). *Landslides*, 3-15.
- Bentley, S.P., Siddle, H.J., 1996. Landslide research in the South Wales coalfield. *Engineering Geology*, 43, 65-80.
- Berti, M., Martina, M.L.V., Franceschini, S., Pignone, S., Simoni, A., Pizziolo, M., 2012. Probabilistic rainfall thresholds for landslide occurrence using a Bayesian approach. *Journal of Geophysical Research*, 117, 1-20.
- Bièvre, G., Kniess, U., Jongmans, D., Pathier, E., Schwartz, S., van Westen, C.J., Villemin, T., Zumbo, V., 2011. Paleotopographic control of landslides in lacustrine deposits (Trièves plateau, French western Alps). *Geomorphology*, 125, 214-224.
- Bliet, L., Blondeau, A., Cavelier, C., Pomerol, C., 1969. *Note explicative de la feuille de Château-Thierry au 1/50 000*. Carte géologique de France, feuille n°156.
- Blondeau, A., 1965. *Le Lutétien des Bassin de Paris, de Belgique et du Hampshire*. Thèse. Université de Paris, Paris, 467 p.
- Bogaart, P.W., Tucker, G.E., de Vries, J.J., 2003. Channel network morphology and sediment dynamics under alternating periglacial and temperate regimes: a numerical simulation study. *Geomorphology*, 54, 257-277.
- Bollot, N., 2009. *Cartographie et étude des glissements de terrain sur le territoire des communes de Passy-Grigny, Vandières, Verneuil et Vincelles*. Mémoire de Master 1, Université de Reims Champagne-Ardenne, 59 p.

- Bollot, N., Thuon, Y., 2009. *Glissement de terrain sur le territoire de la commune de Grauves (Marne)*. Rapport final. BRGM/RP-57114-FR, 29 p.
- Bollot, N., 2010. *Etude de la circulation de l'eau dans les glissements de terrain : exemple du secteur de Montchenot (Marne)*. Mémoire de Master 2, Université de Reims Champagne-Ardenne, 133 p.
- Bollot, N., Devos, A., Pierre, G., Chalumeau, L., Lejeune, O., 2014. Détente mécanique et dynamique de versant dans l'Eocène de l'est du bassin de Paris, France. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2, 121-132.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., deMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I., Bonani, G., 1997. A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science*, 278, 1257-1266.
- Borgatti, L., Soldati, M., 2010. Landslides as a geomorphological proxy for climate change: A record from the Dolomites (northern Italy). *Geomorphology*, 120, 56-64.
- Bosselin, B., Djindjian, F., 2002. Un essai de reconstitution du climat entre 40000 BP et 10000 BP à partir de séquences polliniques de tourbières et de carottes océaniques et glaciaires à haute résolution. *Archeologia e Calcolatori*, 13, 275-300.
- Brideau, M.-A., Yan, M., Stead, D., 2009. The role of tectonic damage and brittle rock failure in the development of large rock slope failures. *Geomorphology*, 103, 30-49.
- Busche, D., 2001. Early Quaternary landslides of the Sahara and their significance for geomorphic and climatic history. *Journal of Arid Environments*, 49, 429-448.
- Buvignier, A., 1852. *Statistique géologique, minéralogique, métallurgique et paléontologique du département de la Meuse*, Baillères, Paris, 694 p.
- C.E.T.E Nord Picardie, 1984. *Champillon, projet de définition de la déviation de la R.N. 51*. Dossier 84-186, St Quentin, 60 p.
- Capitani, M., Ribolini, A., Federici, P.R., 2013. Influence of deep-seated gravitational slope deformations on landslide distributions: A statistical approach. *Geomorphology*, 201, 127-134.
- Cappa, F., Guglielmi, Y., Soukatchoff, V.M., Mudry, J., Bertrand, C., Charmoille, A., 2004. Hydromechanical modeling of a large moving rock slope inferred from slope levelling coupled to spring long-term hydrochemical monitoring: example of the Clapière landslide (Southern Alps, France). *Journal of Hydrology*, 291, 67-90.
- Cavelier, C., Roger, J., 1980. *Les étages français et leurs stratotypes*. Mémoire du BRGM n°109, 295 p.
- Chalumeau, L., 2008. *La zone exutoire du lac de Neuchâtel du Néolithique à l'actuel. Apport d'une étude géoarchéologique pour la compréhension des enregistrements sédimentaires*. Thèse. Université de Neuchâtel, Neuchâtel, 350 p.
- Chambers, J.-E., Wilkinson, P.-B., Kuras, O., Ford, J.-R., Gunn, D.-A., Meldrum, P.-I., Pennington, C.-V.-L., Weller, A.-L., Hobbs, P.-R.-N., Ogilvy, R.-D., 2011. Three-dimensional geophysical anatomy of an active landslide in Lias Group mudrocks, Cleveland Basin, UK. *Geomorphology*, 125, 472-484.
- Chandler, R.J., Kellaway, G.A., Skempton, A.W., 1976. Valley slope section in Jurassic strata near Bath, Somerset. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A*, 283, 527-556.
- Cojan, I., Brulhet, J., Corbonnois, J., Devos, A., Gargani, J., Harmand, D., Jaillet, S., Jouve, A., Laurain, M., Lejeune, O., Le Roux, J., Losson, B., Marre, A., Moreau, M.-G., Ricordel, C., Simon-Coinçon, R., Stab, O., Thiry, M., Voinchet, P., 2007. Morphologic evolution of eastern Paris Basin: "ancient surfaces" and Quaternary incisions. *Mémoire de la Société Géologique de France*, 178, 135-155.

- Colangelo, G., Lapenna, V., Perrone, A., Piscitelli, S., Telesca, L., 2006. 2D Self-Potential tomographies for studying groundwater flows in the Varco d'Izzo landslide (Basilicata, southern Italy). *Engineering Geology*, 88, 274-286.
- Compagnon, F., Guglielmi, Y., Mudry, J., Follacci, J.-P., Ivaldi, J.-P., 1997. Approche chimique et isotopique de l'origine des eaux en transit dans un grand mouvement de terrain : exemple du glissement de La Clapière (Alpes-Maritimes, France). *C. R. de l'Académie des Sciences de Paris*, 325, 565-570.
- Conforti, M., Pascale, S., Robustelli, G., Sdao, F., 2014. Evaluation of prediction capability of the artificial neural networks for mapping landslide susceptibility in the Turbolo River catchment (northern Calabria, Italy). *Catena*, 113, 236-250.
- Cossart, E., Braucher, R., Fort, M., Bourlès, D.L., Carcailett, J., 2008. Slope instability in relation to glacial debuitressing in alpine areas (Upper Durance catchment southeastern France): Evidence from field data and  $^{10}\text{Be}$  cosmic ray exposure ages. *Geomorphology*, 95, 3-26.
- Cozeret, O., 1987. Les mouvements de terrain dans le secteur de Champillon - Dizy - Hautvillers (Marne). *Travaux de l'Institut de Géographie de Reims n°69-72*, 129-150.
- Crosta, G.B., Imposimato, S., Roddeman, D.G., 2003. Numerical modelling of large landslides stability and runoff. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3, 523-538.
- Crusden, D.-M., Varnes, D.-J., 1996. Landslide types and processes. Landslides Investigation and Mitigation. Special Report 247 *Transportation Research Board*. Washington DC, 36-75.
- Dahlin, T., Zhou, B., 2004. A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays. *Geophysical Prospecting*, 52, 379-398.
- Dahlin, T., Zhou, B., 2006. Multiple-gradient array measurements for multichannel 2D resistivity imaging. *Near Surface Geophysics*, 4, n°2, 113-123.
- Damm, B., Terhorst, B., 2010. A model of slope formation related to landslide activity in the Eastern Prealps, Austria. *Geomorphology*, 122, 338-350.
- Dapples, F., 2002. *Instabilités de terrain dans les Préalpes fribourgeoises (Suisse) au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène: influence des changements climatiques, des fluctuations de la végétation et de l'activité humaine*. Thèse. Faculté des Sciences. Université de Fribourg (Suisse), 158 p.
- Dapples, F., Lotter, A.F., van Leeuwen, J.F.N., van der Knaap, W.O., Dimitriadis, S., Oswald, D., 2002. Peleolimnological evidence for increased landslide activity due to forest clearing and land-use since 3600 cal BP in the western Swiss Alps. *Journal of Paleolimnology*, 27, 239-248.
- de Bari, C., Lapenna, V., Perrone, A., Puglisi, C., Sdao, F., 2011. Digital photogrammetric analysis and electrical resistivity tomography for investigating the Picerno landslide (Basilicata region, southern Italy). *Geomorphology*, 133, 34-46.
- Demoulin, A., Pissart, A., Schroeder, C., 2003. On the origin of late Quaternary palaeolandslides in the Liège (E Belgium) area. *International Journal of Earth Sciences*, 92, 795-805.
- Demoulin, A., Chung, C.-J.F., 2007. Mapping landslide susceptibility from small datasets: A case study in the Pays de Herve (E Belgium). *Geomorphology*, 89, 391-404.
- Devos, A., Sosson, C., Fronteau, G., Lejeune, O., 2009. Les tufières du Vormy et des Fontinettes (Aisne-Marne-France) : marqueurs de la faible karstification des calcaires lutétiens de l'Est du Bassin parisien ? *Karstologia*, 54, 37-48.
- Devos, A., Fronteau, G., Lejeune, O., Sosson, C., Chopin, E., Barbin, V., 2010. Influence of geomorphological constraints and exploitation techniques on stone quarry spatial organisation: Example of Lutetian underground quarries in Rheims, Laon ans Soissons areas. *Engineering Geology*, 115, 268-275.

- Devos, A., Chalumeau, L., Bollot, N., Sosson, C., Barre, E., Lejeune, O., Gobancé, G., 2012. Organisation spatiale de la fracturation de détente mécanique de versant en carrières souterraines. Applications aux plateaux des calcaires éocènes du bassin de Paris. *Physio-Geo*, 4, 243-262.
- Devos, A., Sosson, C., Lejeune, O., Chalumeau, L., Chopin, E., 2013. The role of geomorphological control of aquifer on exchanges between water table and river flow in limestone plateau from eastern Paris basin, In: Pfeil (Munich, A. (Ed.), *Actes des journées hydrologiques*, Comité hydrosystèmes, IUKB, Sion Suisse, 313-322.
- Devos, A., Bollot, N., Chalumeau, L., Fronteau, G., Lejeune, O., 2014. Impact of lateral variations of geologic facies on water resources in homogeneous basins. Example of tertiary plateaus in the Paris Basin. *Engineering Geology*. A paraître.
- Dewez, T., Closset, L., Simon, F., Marre, A., Idier, D., Delacourt, C., 2005. *Méthodes topographiques pour le suivi de glissements de terrain en Champagne*. BRGM/RP-54688-FR. 116 p.
- Dewitte, O., Jasselette, J.-C., Cornet, Y., Van Den Eeckhaut, M., Collignon, A., Poesen, J., Demoulin, A., 2008. Tracking landslide displacements by multi-temporal DTMs : A combined aerial stereophotogrammetric and LIDAR approach in western Belgium. *Engineering Geology*, 99, 11-22.
- Dewitte, O., Chung, C.-J., Cornet, Y., Daoudi, M., Demoulin, A., 2010. Combining spatial data in landslide reactivation susceptibility mapping: A likelihood ratio-based approach in W Belgium. *Geomorphology*, 122, 153-166.
- Dewolf, Y., Pomerol, C., 1997. Surfaces d'érosion polygéniques dans les formations cénozoïques du Bassin parisien. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 4, 473-782.
- Di Maggio, C., Madonia, G., Vattano, M., 2013. Deep-seated gravitational slope deformations in western Sicily: Controlling factors, triggering mechanisms, and morpho-evolutionary models. *Geomorphology*, 208, 173-189.
- Dikau, R., Cavallin, A., Jäger, S., 1996a. Databases and GIS for landslide research in Europe. *Geomorphology*, 15, 227-239.
- Dikau, R., Brunsden, D., Schrott, L., Ibsen, M.-L., 1996b. *Landslides recognition : identification, movements and causes*. John Wiley and sons Chichester, 251 p.
- Duprat, M., 1996. *Le Paléogène champenois. Evolution paléogéographique et structurale. Relations avec les bassins tertiaires du nord-ouest européen*. Institut Géologique Albert-de-Lapparent, 225 p.
- Duprat, M., 1997. Modèle tectono-sédimentaire des dépôts paléogènes dans le nord-est du bassin de Paris : conséquences sur la géométrie du toit de la craie. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 5, 269-287.
- El Bedoui, S., Guglielmi, Y., Lebourg, T., Perez, J.-L., 2009. Deep-seated propagation in a fractured rock slope over 10,000 years: The La Clapière slope, south-eastern French Alps. *Geomorphology*, 105, 232-238.
- Enoch, A., 1967. *Contribution à l'étude de l'Eocène inférieur de la Montagne de Reims*. Diplôme d'Etudes Supérieures de Sciences Naturelles (mention Géologie) - Fascicule I Faculté des sciences de Reims, 197 p.
- Feugueur, L., 1963. *L'Yprésien du Bassin de Paris. Essai de monographie stratigraphique*. Thèse. Ministère de l'industrie, Paris, 568 p.
- Flageollet, J.-C., 1989. *Les mouvements de terrain et leur prévention*. Paris. Ed. Masson coll. Géographie, 224 p.
- Flageollet, J.-C., 1996. The time dimension in the study of mass movements. *Geomorphology*, 15, 185-190.
- Flageollet, J.-C., Maquaire, O., Martin, B., Weber, D., 1999. Landslides and climatic conditions in the Barcelonnette and Vars basins (Southern French Alps, France). *Geomorphology*, 30, 65-78.

- Framery, D., 1993. *Cartographie de géomorphologie dynamique entre Boursault et Mareuil-le-Port - Versant sud de la vallée de la Marne*. Mémoire de maîtrise, Université de Reims Champagne-Ardenne, 148 p.
- Fressard, M., 2013. *Les glissements de terrain du Pays-d'Auge continental (Normandie, France)*. Thèse. Laboratoire LETG - Caen - Géophen UMR 6554 CNRS. Université de Caen Basse-Normandie, Caen, 331 p.
- Friedel, S., Thielen, A., Springman, S.-M., 2006. Investigation of a slope endangered by rainfall-induced landslides using 3D resistivity tomography and geotechnical testing. *Journal of Applied Geophysics*, 60, 100-114.
- Fronteau, G., Pascal, A., Barbin, V., 2002. Caractérisation de la Pierre de Courville (Lutétien, Marne, France). Relations entre diagenèse et propriétés pétrophysiques. *Géologie de la France*, 4, 51-59.
- Geertsema, M., Clague, J.J., 2006. 1000-year record of landslide dams at Halden Creek, northeastern British Columbia. *Landslides*, 3, 217-227.
- Geertsema, M., Clague, J.J., Schwab, J.W., Evans, S.G., 2006. An overview of recent large catastrophic landslides in northern British Columbia, Canada. *Engineering Geology*, 83, 120-143.
- Gély, J.-P., 1996. Le Lutétien du Bassin Parisien : de l'analyse séquentielle haute résolution à la reconstitution paléogéographique. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 34-2, 3-27.
- Gély, J.-P., Lorenz, J., Merle, D., Bergerat, F., Blanc, A., Cornée, A., De Wever, P., Gheerbrant, E., Labourguigne, J., Lambotte, J., Métais, G., Montagne, D., Obert, D., Vire, M., Vrielynck, B., 2009. Le Lutétien. *Géochronique*, 109, 15-47.
- Gioia, D., Di Leo, P., Giano, S.I., Schiattarella, M., 2010. Chronological constraints on a Holocene landslide in a intermontane basin of the southern Apennines, Italy: Morphological evolution and palaeoclimate implications. *The Holocene*, 21 (2), 263-273.
- Glade, T., 2003. Landslide occurrence as a response to land use change: a review of evidence from New Zealand. *Catena*, 51, 297-314.
- Godio, A., Bottino, G., 2001. Electrical and Electromagnetic Investigation for Landslide Characterisation. *Physical and Chemistry of Earth* 26, n°9, 705-710.
- Göktürkler, G., Balkaya, C., Erhan, Z., 2008. Geophysical investigation of a landslide: The Altindag landslide site, Izmir (western Turkey). *Journal of Applied Geophysics*, 65, 84-96.
- Gonzalez Diez, A., Salas, L., Diaz de Teran, J.R., Cendrero, A., 1996. Late Quaternary climate changes and mass movement frequency and magnitude in the Cantabrian region, Spain. *Geomorphology*, 15, 290-309.
- Gonzalez Diez, A., Remondo, J., Diaz de Teran, J.R., Cendrero, A., 1999. A methodological approach for the analysis of the temporal occurrence and triggering factors of landslides. *Geomorphology*, 30, 95-113.
- Grandjean, G., Pennetier, C., Bitri, A., Meric, O., Malet, J.-P., 2006a. Caractérisation de la structure interne et de l'état hydrique de glissements argilo-marneux par tomographie géophysique : l'exemple du glissement-coulée de Super-Sauze (Alpes du Sud, France). *C. R. Geoscience*, 338, 587-595.
- Grandjean, G., Malet, J.-P., Bitri, A., Meric, O., 2006b. Geophysical data fusion by fuzzy logic for imaging the mechanical behaviour of mudslides. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 177, n°2, 127-136.
- Grandjean, G., Hibert, C., Mathieu, F., Garel, E., Malet, J.-P., 2009. Monitoring water flow in a clay-shale hillslope from geophysical data fusion based on a fuzzy logic approach. *C. R. Geoscience*, 341, 937-948.
- Grandjean, G., Gourry, J.C., Sanchez, O., Bitri, A., Garambois, S., 2011. Structural study of the Ballandaz landslide (Frech Alps) using geophysical imagery. *Journal of Applied Geophysics*, 75, 31-542.

- Grandjean, G., 2012. A multi-method geophysical approach based on fuzzy logic for an integrated interpretation of landslides: application to French Alps. *Near Surface Geophysics*, 10, n°6, 601-611.
- Guérémy, P., Vejux, V., 1987. Mouvements de terrain successifs: les glissements de terrain et les coulées du versant sud de la Montagne d'Avize. *Travaux de l'Institut de Géographie de Reims*, n°69-72, 113-127.
- Guérémy, P., Lhénaff, R., Marre, A., 1991. Mouvements de masse et évolution des formes de terrain dans le massif des Baronnies (Préalpes françaises du Sud). *Z. Geomorph N.F. Suppl.Bd*, 83, 211-220.
- Guérémy, P., Marre, A., 1991. Les mouvements de terrain dans le vignoble champenois. *La Champagne viticole* Hors série "Environnement et aménagement du vignoble", 8-16.
- Guérémy, P., 1993. *Les mouvements de terrain sur le versant de rive droite de la vallée de la Marne entre Damery et Reuil*. Rapport destiné au CIVC. 23 p.
- Guérémy, P., Marre, A., 1996. Une nouvelle méthode de cartographie géomorphologique applicable aux aléas naturels. *Travaux de l'Institut de Géographie de Reims*, n°93-94, 5-40.
- Guglielmi, Y., Cappa, F., Binet, S., 2005. Coupling between hydrogeology and deformation of mountainous rock slopes: Insights from La Clapière area (southern Alps, France). *C. R. Geoscience*, 337, 1154-1163.
- Guilcher, A., Tricart, J., 1954. La XXXVI<sup>e</sup> excursion géographique interuniversitaire Champagne et Lorraine (1<sup>er</sup> mai 1953). *Annales de Géographie*, 336, 88-98.
- Guillocheau, F., Robin, C., Allemand, P., Bourquin, S., Brault, N., Dromart, G., Friedenber, R., Garcia, J.-P., Gaulier, J.-M., Gaumet, F., Grosbois, B., Hanot, F., Le Strat, P., Mettraux, M., Nalpas, T., Prijac, C., Rigollet, C., Serrano, O., Grandjean, G., 2000. Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints. *Geodinamica Acta*, 13, 189-246.
- Guzzetti, F., Mondini, A.C., Cardinali, M., Fiorucci, F., Santangelo, M., Chang, K.-T., 2012. Landslide inventory maps: New tools for an old problem. *Earth-Science Reviews*, 112, 42-66.
- Hart, A.B., Hearn, G.J., 2013. Landslide assessment for land use planning and infrastructure management in the Paphos District of Cyprus. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 72, 173-188.
- Hatrival, J.-N., 1977. *Note explicative de la feuille d'Epernay au 1/50 000*. Carte géologique de France, feuille n°157. BRGM.
- Hawkins, A.B., Privett, K.D., 1979. Engineering geomorphological mapping as a technique to elucidate areas of superficial structures, with examples from the Bath area of the south Cotswolds. *Quaternary Journal of Engineering Geology*, 12, 221-234.
- Hibert, C., Grandjean, G., Bitri, A., Travelletti, J., Malet, J.-P., 2012. Characterizing landslides through geophysical data fusion: Example of the La Valette landslide (France). *Engineering Geology*, 128, 23-29.
- Hobbs, P.-R.-N., Jenkins, G.O., 2008. *Bath's "founded strata" - a re-interpretation*. British Geological Survey Research Report OR/08/052, 40 p.
- Hollingworth, S.E., Taylor, J.H., Kellaway, G.A., 1944. Large-scale superficial structures in the Northampton Ironstone Field. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 100, 1-44.
- Horswill, P., Horton, A., 1976. Cambering and valley bulging in the Gwash valley at Empingham, Rutland. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A*, 283, 427-451.
- Hou, Z., Fletcher, W.K., 1996. The relations between false gold anomalies, sedimentological processes and landslides in Harris Creek, British Columbia, Canada. *Journal of Geochemical Exploration*, 57, 21-30.
- Hradecky, J., Panek, T., Klimova, R., 2007. Landslide complex in the northern part of the Silesian Beskydy Mountains (Czech Republic). *Landslides*, 4, 53-62.

- Hutchinson, J.N., 1991. Periglacial and slope processes. *Engineering Geology Special Publications*, 7, Geological society, London, 283-331.
- Hutchinson, J.N., Coope, G.R., 2002. Cambering and valley bulging, periglacial solifluction and Lateglacial Coleoptera at Dowdeswelle, near Cheltenham. *Proceedings of the Geologists' Association*, 113, 291-300.
- Huynh, D.V.K., 2005. *Modélisations des glissements de terrain comme un problème de bifurcation*. Thèse. Laboratoire Sols, Solides, Structures. Institut National Polytechnique de Grenoble, Grenoble, 214 p.
- Israil, M., Pachauri, A.K., 2003. Geophysical characterization of a landslide site in the Himalayan foothill region. *Journal of Asian Sciences*, 22, 253-263.
- Iverson, R.M., Major, J.J., 1987. Rainfall, ground-water flow, and seasonal movement at Minor Creek landslide, northwestern California: Physical interpretation of empirical relations. *Geological Society of America Bulletin*, 99, 579-594.
- Jomard, H., Lebourg, T., Tric, E., 2007a. Identification of the gravitational boundary in weathered gneiss by geophysical survey: La Clapière landslide (France). *Journal of Applied Geophysics*, 62, 42-57.
- Jomard, H., Lebourg, T., Binet, S., Tric, E., Hernandez, M., 2007b. Characterization of an internal slope movement structure by hydrogeophysical surveying. *Terra Nova*, 19, n°1, 48-57.
- Jongmans, D., Bièvre, G., Renalier, F., Schwartz, S., Beaurez, N., Orengo, Y., 2009. Geophysical investigation of a large landslide in glaciolacustrine clays in the Trièves area (French Alps). *Engineering Geology*, 109, 45-56.
- Julian, M., Anthony, E., 1996. Aspects of landslide activity in the Mercantour Massif and the French Riviera, southeastern France. *Geomorphology*, 15, 275-289.
- Kohv, M., Talviste, P., Hang, T., Kalm, V., Rosentau, A., 2009. Slope stability and landslides in proglacial varved clays of western Estonia. *Geomorphology*, 106, 315-323.
- Kohv, M., Hang, T., Talviste, P., Kalm, V., 2010a. Analysis of a retrogressive landslide in glaciolacustrine varved clay. *Engineering Geology*, 116, 109-116.
- Kohv, M., Talviste, P., Hang, T., Kalm, V., 2010b. Retrogressive slope failure in glaciolacustrine clays: Sauga landslide, western Estonia. *Geomorphology*, 124, 229-237.
- Lang, A., Moya, J., Corominas, J., Schrott, L., Dikau, R., 1999. Classic and new dating methods for assessing the temporal occurrence of mass movements. *Geomorphology*, 30, 33-52.
- Lang, C., Gille, E., François, D., Auer, J.C., 2006. Le dispositif PRESAGES : un ensemble d'outils pour la prévision des étiages. *Climate Variability and Change - Hydrological Impacts IAHS publication*, 308, 145-150.
- Laurain, M., Guérin, H., Barta, L., Magniant, D., Gianordoli, M., Parent, R., Duhermael, G., 1976. *Note explicative de la feuille de Fismes au 1/50 000*. Carte géologique de France, feuille n°131. BRGM.
- Laurain, M., Guérin, H., Durand, R., Chertier, B., Louis, P., Marfaux, P., Neiss, R., 1981. *Note explicative de la feuille de Reims au 1/50 000*. Carte géologique de France, feuille n°132. BRGM.
- Laurain, M., Allouc, J., Le Roux, J., Monciardini, C., Louis, P., Morfaux, P., 1986. *Note explicative de la feuille d'Avize au 1/50 000*. Carte géologique de France, feuille n°158. BRGM.
- Laurent, J., 1908. Le col de Pargny-Lès-Reims. *Association Française pour l'Avancement des Sciences compte rendu de la 36ème session*, Reims, 1907, 322-325.
- Laville, P., Rambaud, D., avec la collaboration de, Hatrival, J.-N., Morfaux, P., Pinte, J.-C., 1993. *Région du vignoble champenois, cartes des aléas de glissement de terrain*. Rapport destiné au CIVC. BRGM/RR-36789 CHA 4S 93, 55 p.

- Le Roux, O., Jongmans, D., Kasperski, J., Schwartz, S., Potherat, P., Lebruc, V., Lagabrielle, R., Meric, O., 2011. Deep geophysical investigation of the large Séchilienne landslide (Western Alps, France) and calibration with geological data. *Engineering Geology*, 120, 18-31.
- Lebourg, T., El Bedoui, S., Hernandez, M., 2009. Control of slope deformations in high seismic area: Results from the Gulf of Corinth observatory site (Greece). *Engineering Geology*, 108, 295-303.
- Lebourg, T., Hernandez, M., Zerathe, S., El Bedoui, S., Jomard, H., Fresia, B., 2010. Landslides triggered factors analysed by time lapse electrical survey and multidimensional statistical approach. *Engineering Geology*, 114, 238-250.
- Lebourg, T., Zerathe, S., Fabre, R., Giuliano, J., Vidal, M., 2014. A Late Holocene deep-seated landslide in the northern French Pyrenees. *Geomorphology*, 208, 1-10.
- Lebruc, V., Schwartz, S., Baillet, L., Jongmans, D., Gamond, J.F., 2013. Modeling permafrost extension in a rock slope since the Last Glacial Maximum: Application to the large Séchilienne landslide (French Alps). *Geomorphology*, 198, 189-200.
- Lee, C.-C., Yang, C.-H., Liu, H.-c., Wen, K.-L., Wang, Z.-B., Chen, Y.-J., 2008. A study of the hydrogeological environment of the lishan landslide area using resistivity image profiling and borehole data. *Engineering Geology*, 98, 115-125.
- Lefèvre, C., Schneider, J.-L., 2007. *Les risques naturels majeurs*. Editions scientifiques GB, 306 p.
- Lejeune, O., 1999. *Les mouvements de terrain sur le flanc septentrional de la Montagne de Reims entre la commune de Verzenay et le lieu-dit le Mont Tournant*. Mémoire de maîtrise Université de Reims, 140 p.
- Lejeune, O., 2000. *Le karst et les mouvements de terrain sur le versant nord de la Montagne de Reims de Villers-Allerand au Mont Tournant*. Mémoire de DEA Université de Lille 1, 129 p.
- Lejeune, O., Devos, A., 2001. Caractéristiques et spécificités du karst de la Montagne de Reims ; comparaison avec les autres karsts de contact lithostratigraphique de l'est du Bassin parisien. *Revue Géographique de l'Est*, 41, 2-16.
- Lejeune, O., Devos, A., 2004. Apport des méthodes hydrologiques dans la compréhension des écoulements en Pays calcaires : exemple des bas plateaux jurassiques du haut bassin de la Marne (France). *Karstologia*, 44, 15-24.
- Lejeune, O., 2005. *Dynamiques d'érosion des bas plateaux de l'Est de la France: l'exemple du bassin-versant amont de la Marne*. Thèse. Laboratoire GEGENAA - EA 3795. Université de Reims - Champagne Ardenne, Reims, 590 p.
- Letourneur, J., Dayre, M., 1981. Aspects physico-mécaniques et incidences géotechniques de la décompression. *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, 478, 133-138.
- Lévy, S., Jobayedoff, M., Locat, J., Demers, D., 2012. Erosion and channel change as factors of landslides and valley formation in Champlain Sea Clays: The Chacoura River, Quebec, Canada. *Geomorphology*, 145-146, 12-18.
- Lewkowicz, A.G., Harris, C., 2005. Morphology and geotechnique of active-layer detachment failures in discontinuous and continuous permafrost, northern Canada. *Geomorphology*, 69, 275-297.
- Lissak, C., Maquaire, O., Malet, J.-P., 2009. Role of hydrological process in landslide occurrence : Villersville-Cricqueboeuf landslides Normandy coast, France, In: Editions, C. (Ed.), *Proceedings of the International Conference on Landslide Processes: from geomorphologic mapping to dynamic modelling*, Strasbourg, 175-180.

- Lissak, C., 2012. *Les glissements de terrain des versants côtiers du Pays d'Auge (Calvados) : Morphologie, Fonctionnement et gestion du risque*. Thèse. Laboratoire LETG - Caen - Géophen UMR 6554 CNRS. Université de Caen Basse-Normandie, Caen, 312 p.
- Magny, M., Bégeot, C., Guiot, J., Peyron, O., 2003. Contrasting patterns of hydrological changes in Europe in response to Holocene climate cooling phases. *Quaternary Science Reviews*, 22, 1589-1596.
- Maillard, R., Pannet, P., Zornette, N., 2005. *PPR Côte d'Ile-de-France. Secteur "vallée de la Marne". Caractérisation de l'aléa "mouvement de terrain". Zone Centre-Est (16 communes)*. Rapport d'étape. BRGM/RP-54064-FR. 23 p.
- Malehmir, A., Saleem, M.U., Bastani, M., 2013. High-resolution reflection seismic investigations of quick-clay and associated formations at a landslide scar in southwest Sweden. *Journal of Applied Geophysics*, 92, 84-102.
- Maquaire, O., 1990. *Les mouvements de terrain de la côte du Calvados - Recherche et prévention*. Thèse. Université Louis Pasteur de Strasbourg, Strasbourg, 431 p.
- Maquaire, O., 2000. Effects of Groundwaer on the Villerville-Cricqueboeuf Landslides, Sixteen Year Survey (Calvados, France), *8th International Symposium on Landslides*, Thomas Telford ed, Cardiff, 1005-1010.
- Marre, A., 1987. Le mouvement de terrain de Rilly-la-Montagne du 23 août 1986, naissance et évolution. *Travaux de l'Institut de Géographie de Reims*, n°69-72, 95-111.
- Marre, A., 1995. *Les mouvements de terrain sur les communes de Bouzy et d'Ambonay*. Rapport d'activité, Université de Reims Champagne-Ardenne, GRECA Reims, 18 p.
- Marre, A., Laurain, M., 1996. Recherches en vue de la cartographie de l'aléa dû à l'érosion hydrique à l'échelle du 1/25 000 : l'exemple du vignoble champenois. *Travaux de l'Institut de Géographie de Reims*, n°93-94, 41-58.
- Marre, A., Laurain, M., Guérémy, P., 1997. Relations spatiales et temporelles entre les formations superficielles et les mouvements de terrain sur la côte d'Ile-de-France (Champagne) : un moyen de préparer les cartes des aléas. *Géologie de la France*, 2, 39-49.
- Marre, A., 2004. Existe-t-il des terroirs viticoles en Champagne? *Revue Géographique de l'Est*, 44, 1-21.
- Martha, T.R., Van Westen, C.J., Kerle, N., Jetten, V., Kumar, K.V., 2013. Landslide hazard and risk assessment using semi-automatically created landslide inventories. *Geomorphology*, 184, 139-150.
- Martins-Campina, B., 2005. *Le rôle des facteurs géologiques et mécaniques dans le déclenchement des instabilités gravitaires : exemple de deux glissement de terrain des Pyrénées Atlantiques (Vallée d'Ossau et Vallée d'Aspe)*. Thèse. Université Bordeaux 1, Bordeaux, 269 p.
- Massey, C.I., Petley, D.N., McSaveney, M.J., 2013. Patterns of movement in reactivated landslides. *Engineering Geology*, 159, 1-19.
- Mather, A.E., Griffiths, J.S., Stokes, M., 2003. Anatomy of a "fossil" landslide from the Pleistocene of SE Spain. *Geomorphology*, 50, 135-149.
- Mathieu, C., Pomerol, C., 1976. Caractères, origine, mise en place et rôle morphologique des grèzes crayeuses de Champagne sèche au Nord de Reims. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 13, n°1, 45-51.
- Maubeuge, P., 1949. Un problème méconnu de géologie appliquée et de géographie physique: les structures superficielles. *Bulletin de la Société des Sciences de Nancy*, 2-3, 24-30.
- McCalpin, J., 1984. Preliminary age classification of landslides for inventory mapping, *Proceedings of the 21st Annual Engineering Geology and Soils Engineering Symposium*, Moscow, Idaho, 99-111.

- Mercier, D., 2008. Paraglacial and paraperiglacial landsystems: concepts, temporal scales and spatial distribution. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* n°4, 223-234.
- Meric, O., 2006. *Etude de mouvements de terrain par méthodes géophysiques, Laboratoire interdisciplinaire de recherche impliquant la géologie et la mécanique*. Thèse. Université Joseph Fourier, Grenoble, 251 p.
- Metternicht, G., Hurni, L., Gogu, R., 2005. Remote sensing of landslides: An analysis of the potential contribution to geo-spatial systems for hazard assesment in moutainous environments. *Remote Sensing of Environment*, 98, 284-303.
- Migon, P., Panek, T., Malik, I., Hradecky, J., Owczarek, P., Silhan, K., 2010. Complex landslide terrain in the Kamienne Mountains, Middle Sudetes, SW Poland. *Geomorphology*, 124, 200-214.
- Moeyersons, J., Van Den Eckhaut, M., Nyssen, J., Gebreyohannes, T., Van de Wauw, J., Hofmeister, J., Poesen, J., Deckers, J., Mitiku, H., 2008. Mass movement mapping fot geomorphological understanding and sustainable development: Tigray, Ethiopia. *Catena*, 75, 45-54.
- Moiriat, D., Potherat, P., Durville, J.-L., Bebien, J., 2005. Observation sur la fracturation liée à l'incision d'une vallée - carrière souterraine des brillants (Hauts-de-Seine). *Bulletin des Laboratoires des Ponts et Chaussées*, 258-259, 3-14.
- Montgomery, D.R., Schmidt, K.M., Greenberg, H.M., Dietrich, W.E., 2000. Forest clearing and regional landsliding. *Geology*, 28, n°4, 311-314.
- Murton, J.B., Belshaw, R.K., 2011. A conceptual model of valley incision, planation and terrace formation during cold and arid permafrost condiotns of Pleistocene southern England. *Quaternary Research*, 75, 385-394.
- Naudet, V., Lazzari, M., Perrone, A., Loperte, A., Piscitelli, S., Lapenna, V., 2008. Integrated geophysical and geomorphological approach to investigate the snowmelt-triggered landslide of Bosco Piccolo village (Basilicata, southern Italy). *Engineering Geology*, 98, 156-167.
- Neuhäuser, B., Terhorst, B., 2007. Landslide susceptibility assessment using "weights-of-evidence" applied to a study area at the Jurassic escarpment (SW-Germany). *Geomorphology*, 86, 12-24.
- Panek, T., Hradecky, J., Smolkova, V., Silhan, K., 2008a. Giant ancient landslide in the Alma water gap (Crimean Mountains, Ukraine): notes to the predisposition structure, and chronology. *Landslides*, 5, 367-378.
- Panek, T., Hradecky, J., Smolkova, V., Silhan, K., 2008b. Gigantic low-gradient landslides in the northern periphery of the Crimean Mountains (Ukraine). *Geomorphology*, 95, 449-473.
- Panek, T., Hradecky, J., Silhan, K., Smolkova, V., Altova, V., 2009. Time constraints for the evolution of a large slope collapse in karstified moutainous terrain of the southwestern Crimean Mountains, Ukraine. *Geomorphology*, 108, 171-181.
- Panek, T., Hradecky, J., Smolkova, V., Silhan, K., Minar, J., Zernitskaya, V., 2010a. The largest prehistoric landslide in northwestern Slovakia : Chronological contrainsts of the Kykula long-runout landslide and related dammed lakes. *Geomorphology*, 120, 233-247.
- Panek, T., Margielewski, W., Taborik, P., Urban, J., Hradecky, J., Szura, C., 2010b. Gravitationally induced caves and other discontinuities detected by 2D electrical resistivity tomography: Case studies from the Polish Flysch Carpathians. *Geomorphology*, 123, 165-180.
- Panek, T., Taborik, P., Klimes, J., Komarkova, V., Hradecky, J., St'astny, M., 2011. Deep-seated gravitational slope deformations in the highest parts of the Czech Flysch Carpathians: Evolutionary model based on kinematics analysis, electrical imaging and trenching. *Geomorphology*, 129, 92-112.

- Panek, T., Silhan, K., Hradecky, J., Strom, A., Smolkova, V., Zerkal, O., 2012. A megalandslide in the Northern Caucasus foredeep (Uspenskoye, Russia) : Geomorphology, possible mechanism and age constraints. *Geomorphology*, 177-178, 144-157.
- Panek, T., Smolkova, V., Hradecky, J., Baron, I., Silhan, K., 2013. Holocene reactivations of catastrophic complex flow-like landslides in the Flysch Carpathians (Czech Republic/Slovakia). *Quaternary Research*, 80, 33-46.
- Pannet, P., 2008. *Avis sur le glissement de terrain survenu sur la commune de Vandières (51) au nord-ouest du hameau de la Tuilerie. Intervention du BRGM en appui aux administrations*. Rapport BRGM/CHA 08 C 183, 10 p.
- Pannet, P., Marre, A., avec la collaboration de, Achard, J., Bollot, N., Callot, B., 2008. *Plan de Prévention des Risques Naturels "glissements de terrain". Côte d'Ile-de-France - Secteur vallée de la Marne portant sur 36 communes. Commande n°3. Phase 1 - Connaissance des phénomènes historiques*. Rapport d'étape. BRGM/RP-56736-FR, 40 p.
- Parks, C.D., 1991. A review of the mechanisms of cambering and valley bulging. *Engineering Geology Special Publications*, Geological Society, London, 7, 373-380.
- Parriaux, A., 2010. Hydrogéologie et glissements de terrain. *Gas Wasser und Abwasser*, 11, 978-985.
- Parriaux, A., Bonnard, C., Tacher, L., 2010. *Glissements de terrain: hydrogéologie et techniques d'assainissement par drainage. Guide pratique*. Office fédéral de l'environnement. Berne. Connaissance de l'environnement, n°1023, 128 p.
- Pasquier, A., 2007. *Mouvements de terrain et dynamiques concourant au façonnement de la Côte d'Ile-de-France : Secteur Sud (communes de Bergères-lès-Vertus, Vertus, Mesnil-sur-Oger et Oger)*. Mémoire de Master 2, Université de Reims Champagne-Ardenne, 99p.
- Pasuto, A., Soldati, M., 1996. *Rock spreading*, In: Dikau, R., Brunsten, D., Schrott, L., Ibsen, M.-L. (Eds.), *Landslide recognition*, Wiley, 122-136.
- Pauporte, H., 1990. *Dynamique et géomorphologie du versant nord de la vallée de la Marne entre Damery et Binson et Orquigny : essai de cartographie géomorphologique*. Mémoire de Maîtrise, Université de Reims Champagne-Ardenne, 2 tomes, 109 p.
- Perrone, A., Zeni, G., Piscitelli, S., Pepe, A., Loperte, A., Lapenna, V., Lanari, R., 2006. Joint analysis of SAR interferometry and electrical resistivity tomography surveys for investigating ground deformation: the case-study of Satriano di Lucania (Potenza, Italy). *Engineering Geology*, 88, 260-273.
- Piegari, E., Cataudella, V., Di Maio, R., Milano, L., Nicodemi, M., Soldovieri, M.G., 2009. Electrical resistivity tomography and statistical analysis in landslide modelling: A conceptual approach. *Journal of Applied Geophysics*, 68, 151-158.
- Pierre, G., Lahousse, P., 2006. The role of groundwater in cliff instability: an example at Cape Blanc-Nez (Pas-de-Calais, France). *Earth Surface Processes and Landforms*, 31, 31-45.
- Poinsot, H., 1946-1947. L'évolution du relief de la Montagne de Reims. *Bulletin de la Société d'Etude des Sciences Naturelles de Reims*, n°1, 37-40.
- Poiraud, A., 2012. *Les glissements de terrain dans le bassin tertiaire volcanisé du Puy-en-Velay (Massif central, France) : caractérisation, facteurs de contrôle et cartographie de l'aléa*. Thèse. UMR 6042 - CNRS. Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 563 p.
- Polemio, M., Sdao, F., 1999. The role of rainfall in the landslide hazard: the case of Avigliano urban area (Southern Apennines, Italy). *Engineering Geology*, 53, 297-309.
- Preuth, T., Glade, T., Demoulin, A., 2010. Stability analysis of a human-influenced landslide in eastern Belgium. *Geomorphology*, 120, 38-47.

- Qi, S., Xu, Q., Lan, H., Zhang, B., Liu, J., 2010. Spatial distribution analysis of landslides triggered by 2008.5.12 Wenchuan Earthquake, China. *Engineering Geology*, 116, 95-108.
- Remondo, J., Soto, J., Gonzalez Diez, A., Diaz de Teran, J.R., Cendrero, A., 2005. Human impact on geomorphic processes and hazards in mountain areas in northern Spain. *Geomorphology*, 66, 69-84.
- Rousseau, S., 1991. *Essai de recensement et mise en relation avec les conditions climatiques des mouvements de terrain et des phénomènes d'érosion hydrique dans le département de la Marne et les régions limitrophes pendant la période 1946-1989*. Mémoire de maîtrise, Université de Reims Champagne-Ardenne, 99 p.
- Rousseau, S., 1993. *Dynamique des versants et aménagement du vignoble champenois*. Mémoire de DESS, Université de Reims Champagne-Ardenne, 201 p.
- Rouxel-David, E., 2002. *Commune de Belval-sous-Châtillon (Marne) - Examen des désordres occasionnés par un mouvement de terrain*. Rapport BRGM/RP-51787-FR. 14 p.
- Ruiz-Villanueva, V., Bodoque, J.M., Diez-Herrero, A., Calvo, C., 2011. Triggering threshold precipitation and soil hydrological characteristics of shallow landslides in granitic landscapes. *Geomorphology*, 133, 178-189.
- Samyn, K., Travelletti, J., Bitri, A., Grandjean, G., Malet, J.-P., 2012. Characterization of a landslide geometry using 3D seismic refraction travelttime tomography: The La Valette landslide case history. *Journal of Applied Geophysics*, 86, 120-132.
- Sanchez, O., Gourry, J.C., Bitri, A., Grandjean, G., 2007. Imagerie géophysique d'un glissement de terrain alpin, *6ème colloque GEOFCAN - 25-26/09/2007*, Bondy (France), 115-118.
- Sass, O., Bell, R., Glade, T., 2008. Comparison of GPR, 2D-resistivity and traditional techniques for the subsurface exploration of the Oshingen landslide, Swabian Alb (Germany). *Geomorphology*, 93, 89-103.
- Satabin, D., 1990. *Le versant sud de la Montagne de Reims entre Damery et Hautvillers : mouvement de terrain et érosion hydrique*. Mémoire de maîtrise Institut de Géographie, Université de Reims, 100 p.
- Schmidt, J., Dikau, R., 2004. Modeling historical climate variability and slope stability. *Geomorphology*, 60, 433-447.
- Schmutz, M., Guérin, R., Maquaire, O., Descloîtres, M., Schott, J.-J., Albouy, Y., 1999. Apport de l'association des méthodes TDEM (Time-Domain Electromagnetism) et électrique pour la connaissance de la structure du glissement-coulée de Super-Sauze (bassin de Barcelonnette, Alpes-de-Hautes-Provence, France). *C. R. de l'Académie des Sciences de Paris*, 328, 797-800.
- Schoeneich, P., Tercier, J., Hurni, J.-P., Orcel, C., Orcel, A., 1996. Les crises catastrophiques du glissement des Parchets (Préalpes vaudoises, Suisse): indices d'une augmentation des précipitations extrêmes entre 2000 et 1500 14C BP. *Quaternaire*, 7, 97-109.
- Schulz, W.H., Lidke, D.J., Godt, J.W., 2008. Modeling the spatial distribution of landslide-prone colluvium and shallows groundwater on hillslopes of Seattle, WA. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33, 123-141.
- Selby, M.J., 1993. *Hillslope materials and processes*, Oxford University Press, 451 p.
- Self, C.A., 1995. The relationship between the gull cave Sally's rift and the development of the river Avon east of Bath. *Proceedings of the University of Bristol Spelaeological Society*, 20, 91-108.
- Simon, F., 1999. *La vallée du Ru du Brunet (Marne): la disproportion entre la taille de la vallée et celle du Ruisseau (étude de la morphogénèse)*. Mémoire de maîtrise Institut de Géographie, Université de Reims, 157 p.

- Simon, F., 2000. *Les glissements de terrain affectant le versant Nord de la vallée de la Marne entre Ambonnay et Barzy-sur-Marne (Champagne, France): Synthèse*. Mémoire de DEA, Université des Sciences et Technologies de Lille, 262 p.
- Sirieys, P., 1984. La dilatance des roches. *Revue Française de Géotechnique*, 27, 23-25.
- Smith, D.E., Stewart, I.S., Harrison, S., Firth, C.R., 2009. Late Quaternary neotectonics and mass movement in South East Raasay, Inner Hebrides, Scotland. *Proceedings of the Geologists' Association*, 120, 145-154.
- Soldati, M., Corsini, A., Pasuto, A., 2004. Landslides and climate change in the Italian Dolomites since the Late glacial. *Catena*, 55, 141-161.
- Sosson, C., Devos, A., Lejeune, O., Marre, A., 2011. Apport des observations en carrière souterraine dans la compréhension des dynamiques géomorphologiques des plateaux tertiaires du Bassin de Paris. Exemple du Tardenois, du Soissonnais et du Valois (Aisne, France), In: Penven, M.-J., Régnault, H., Mercier, D. (Eds.), *Mobilité des formes et surfaces terrestres*. Presse Universitaire de Rennes, 145-164.
- Terhorst, B., 2007. Periglacial cover beds and soils in landslide areas of SW-Germany. *Catena*, 71, 467-476.
- Tingey, B.E., McBride, J.H., Thompson, T.J., Stephenson, W.J., South, J.V., Bushman, M., 2007. Study of a prehistoric landslide using seismic reflection methods integrated with geological data in the Wasatch Mountains, Utah, USA. *Engineering Geology*, 95, 1-29.
- Toffolini, P., Rat, M., 1990. Mesures et interprétation des pressions intersticielles dans un contexte géologique complexe (Château-sous-Clevant/Meurthe et Moselle, France). *Bulletin de la Société Internationale de GEOLOGIE DE L'INGENIEUR*, 42, 107-116.
- Travelletti, J., Demand, J., Jobayedoff, M., Marillier, F., 2010. Mass movement characterization using a reflexion and refraction seismic survey with the sloping local base level concept. *Geomorphology*, 116, 1-10.
- Tric, E., Lebourg, T., Jomard, H., Le Cossec, J., 2010. Study of large-scale deformation induced by gravity on the La Clapière landslide (Saint-Etienne de Tinée, France) using numerical and geophysical approaches. *Journal of Applied Geophysics*, 70, 206-215.
- Tricart, J., 1952. *La partie orientale du bassin de Paris. Tome 2 : L'évolution morphologique au Quaternaire*. SEDES, 474 p.
- Tricart, J., 1977. *Précis de géomorphologie. Tome 2 : Géomorphologie dynamique générale*. SEDES CDU, 345 p.
- Tullen, P., 2002. *Méthodes d'analyse du fonctionnement hydrogéologique des versants instables*. Thèse. Ecole Polytechnique fédérale de Lausanne, Lausanne, 192 p.
- Tullen, P., Turberg, P., Parriaux, A., 2006. Radiomagnetotelluric mapping, groundwater numerical modelling and 18-Oxygen isotopic data as combined tools to determine the hydrogeological system of a landslide prone area. *Engineering Geology*, 87, 195-204.
- Umar, Z., Pradhan, B., Ahmad, A., Jebur, M.N., Tehrany, M.S., 2014. Earthquake induced landslide susceptibility mapping using an integrated ensemble frequency ratio and logistic regression models in West Sumatera Province, Indonesia. *Catena*, 118, 124-135.
- Van Den Eeckhaut, M., Poesen, J., Verstaeten, G., Vanacker, V., Moeyersons, J., Nyssen, J., van Beek, L.P.H., 2005. The effectiveness of hillshade maps and expert knowledge in mapping old deep-seated landslides. *Geomorphology*, 67, 351-363.
- Van Den Eeckhaut, M., Vanwalleghem, T., Poesen, J., Govers, G., Verstaeten, G., Vandekerckhove, L., 2006. Prediction of landslide susceptibility using rare events logistic regression: A case-study in the Flemish Ardennes (Belgium). *Geomorphology*, 76, 392-410.

- Van Den Eeckhaut, M., Verstaeten, G., Poesen, J., 2007a. Morphology and internal structure of a dormant landslide in a hilly area: The Collinabos landslide (Belgium). *Geomorphology*, 89, 258-273.
- Van Den Eeckhaut, M., Poesen, J., Govers, G., Verstaeten, G., Demoulin, A., 2007b. Characteristics of the size distribution of recent and historical landslides in a populated hilly region. *Earth and Planetary Science Letters*, 256, 588-603.
- Van Den Eeckhaut, M., Muys, B., Van Loy, K., Poesen, J., Beeckman, H., 2009a. Evidence for repeated re-activation of old landslides under forest. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34, 352-365.
- Van Den Eeckhaut, M., Moeyersons, J., Nyssen, J., Abraha, A., Poesen, J., Haile, M., Deckers, J., 2009b. Spatial patterns of old, deep-seated landslides : A case-study in the northern Ethiopian highlands. *Geomorphology*, 105, 239-252.
- Van Den Eeckhaut, M., Marre, A., Poesen, J., 2010. Comparison of two landslide susceptibility assessments in the Champagne-Ardenne region (France). *Geomorphology*, 115, 141-155.
- Van Vliet-Lanoë, B., 1988. *Le rôle de la glace de ségrégation dans les formations superficielles de l'Europe de l'Ouest. Processus et héritages*. Editec, 854 p.
- Van Westen, C.J., Van Asch, T.W.J., Soesters, R., 2006. Landslide hazard and risk zonation - why is it still so difficult? *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 65, 167-184.
- Varnes, D.-J., 1978. Slope movements types and processes. Special Report 176: *Transportation Research Board National Academy of Sciences*. Washington DC, 11-33.
- Vaughan, P.R., 1976. The deformation of the Empingham valley slope. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A*, 283, 451-462.
- Veyret, Y., Ballais, J.L., Marre, A., Mietton, M., Miossec, A., Morin, S., Valadas, B., 1998. *L'érosion entre nature et société*. SEDES Coll. DIEM n°22, Paris, 344 p.
- Vranken, L., Van Turnhout, P., Van Den Eeckhaut, M., Vanderkerckhove, L., Poesen, J., 2013. Economic valuation of landslide damage in hilly regions: A case study from Flanders, Belgium. *Science of the Total Environment*, 447, 323-336.
- Wanner, H., Solomina, O., Grosjean, M., Ritz, S.P., Jetel, M., 2011. Structure and origin of Holocene cold events. *Quaternary Science Reviews*, 30, 3109-3123.
- Wiedemann, J.-F., 1976. L'escarpement septentrional de la Montagne de Reims. *Travaux de l'Institut Géographique de Reims*, 27-28, 3-14.
- Zerathe, S., Lebourg, T., 2012. Evolution stages of large deep-seated landslides at the front of a subalpine meridional chain (Maritime-Alps, France). *Geomorphology*, 138, 390-408.
- Zerathe, S., Lebourg, T., Braucher, R., Bourlès, D., 2014. Mid-Holocene cluster of large-scale landslides revealed in the Southwestern Alps by <sup>36</sup>Cl dating. Insight on an Alpine-scale landslide activity. *Quaternary Science Reviews*, 90, 106-127.
- Zornette, N., Marre, A., avec la collaboration de, Anquetin, E., Maillard, R., Pannet, P., 2006a. *Plan de Prévention des Risques Naturels "mouvements de terrain". Côte d'Ile-de-France - Secteur Vallée de la Marne portant sur 19 communes. Commande n°2, année 2006-2007. Phase 1 - Connaissance des phénomènes historiques*. Rapport d'étape. BRGM/RP-54750-FR, 35 p.
- Zornette, N., Marre, A., avec la collaboration de, Anquetin, E., Maillard, R., Pannet, P., 2006b. *Plan de Prévention des Risques Naturels "mouvements de terrain". Côte d'Ile-de-France - Secteur vallée de la Marne portant sur 19 communes. Commande n°2 - année 2006-2007. Phase 2 - Caractérisation de l'aléa*. Rapport d'étape. BRGM/RP-55189-FR, 23 p.

Zornette, N., Marre, A., Avec la collaboration de, Pannet, P., Achard, J., Bollot, N., Callot, B., 2009. *Plan de Prévention des Risques Naturels "glissements de terrain". Côté d'Ile-de-France - Secteur vallée de la Marne portant sur 36 communes. Commande n°3. Phase 2 - Caractérisation de l'aléa. Rapport d'étape.* BRGM/RP-57666-FR. 28 p.



## Tables des figures

Figure 1-1: Déformations actuelles sur la RD 251, liées au glissement de terrain de Champillon. ....	28
Figure 1-2 : Le glissement actuel de Vandières au lieu-dit Les Tuileries (vallée de la Marne). ....	30
Figure 1-3 : Extrait de carte d'aléa mouvement de terrain, commune de Champillon (Laville <i>et al.</i> , 1993). ....	31
Figure 1-4 : Carte d'inventaire des glissements de terrain, exemple de Vandières, vallée de la Marne (Pannet <i>et al.</i> , 2008). ....	32
Figure 1-5 : Carte d'aléa glissement de terrain, exemple de Vandières, vallée de la Marne (Zornette <i>et al.</i> , 2009). ....	33
Figure 1-6 : Coupe interprétative de la superposition de deux coulées, à partir de sondages dans la vallée du Cubray (d'après Marre <i>et al.</i> , 1997). ....	35
Figure 1-7 : Changements morphologiques d'un glissement au cours du temps (d'après McCalpin, 1984). ....	37
Figure 1-8 : Synthèse de la chronologie des phases d'instabilité en Europe. ....	38
Figure 1-9 : Comparaison de cartes d'inventaire réalisées par trois équipes différentes en Italie (d'après Ardizzone <i>et al.</i> , 2002). ....	39
Figure 1-10 : Relation entre les cumuls des précipitations et des déformations du glissement de Boursault du 01/03/2001 au 01/06/2001 (d'après Simon, inédit). ....	41
Figure 1-11 : Localisation des sites d'investigation. ....	42
Figure 1-12 : Synthèse de la méthodologie suivie. ....	43
Figure 2-1 : Contexte général du secteur d'étude. ....	46
Figure 2-2 : Carte de localisation du secteur d'étude. ....	48
Figure 2-3 : Profil de versant, exemple dans la vallée du Flagot (affluent de rive gauche de la Marne). ....	49
Figure 2-4 : Occupation du sol, exemple du versant de rive droite de la Marne. ....	50
Figure 2-5 : Exemples de faciès des différentes formations affleurant dans le vignoble champenois. ....	53
Figure 2-6 : Coupe géologique simplifiée au nord de la vallée de la Marne. ....	54
Figure 2-7: Evolution des faciès selon une coupe Ouest-Est au Nord de la vallée de la Marne. ....	54
Figure 2-8 : Géométrie des niveaux aquifères en rive droite de la Marne. ....	57
Figure 2-9 : Diagramme ombrothermique d'Eprenay, période 1983-2013 (données du CIVC). ....	59
Figure 2-10 : Répartition des précipitations annuelles, période 1994-2014. ....	60
Figure 3-1 : Principe de la cambrure de versant (d'après Parks, 1991). ....	68
Figure 3-2 : Cartographie de l'altitude du mur du Lutétien. ....	69
Figure 3-3 : Géométrie du mur du Lutétien, du mur de l'Yprésien supérieur et du toit du Campanien. ....	70
Figure 3-4 : Indices de fracturation dans les carrières souterraines du Tardenois et du Soissonnais. ....	72
Figure 3-5 : Topographie et réseaux de fissure des carrières souterraines de Branscourt 3, Hermonville 1 et Ventelay. ....	72
Figure 3-6 : Fissures ouvertes dans les carrières d'Hermonville 1 et de Ventelay (Soissonnais). ....	73
Figure 3-7 : Soutirage de la couverture des Marnes et caillasses du Lutétien supérieur comblant une fissure à Roucy, Aisne (d'après Devos <i>et al.</i> , 2012). ....	74
Figure 3-8 : Echelle stratigraphique (d'après Fronteau <i>et al.</i> , 2002) et bancs repère du Lutétien. ....	75
Figure 3-9 : Relevé de bancs des carrières de Branscourt 3 (a), Ventelay (b) et Hermonville 1 (c). ....	75
Figure 3-10 : Bloc lutétien sur sables du Cuisien sur le front de cuesta à Jouy-Lès-Reims. ....	77
Figure 3-11 : Coupe interprétative au col de Pargny (d'après Laurent, 1908). ....	77
Figure 3-12 : Profil de versant type dans la vallée de l'Ardre. ....	78
Figure 3-13 : Affleurement d'un bloc Lutétien ( <i>back-tilted block</i> ) en fond de vallée à Courville. ....	78
Figure 3-14 : Coupe géomorphologique interprétative de la cambrure de versant. ....	79
Figure 3-15 : Emplacement des litholamelles (a) et photographies (b, c et d). ....	80

Figure 3-16: Altitude du mur de l'Yprésien supérieur et du Lutétien.....	82
Figure 3-17: Carte du pendage du mur du Lutétien.....	83
Figure 3-18 : Différence d'altitude entre les murs de l'Yprésien supérieur et du Lutétien.....	84
Figure 3-19 : Phases de sédimentation au Lutétien inférieur et moyen (d'après Gély, 2009).....	86
Figure 4-1 : Structure de la méthode champenoise de cartographie géomorphologique.....	90
Figure 4-2: Le replat structural du Phare de Verzenay (front de cuesta).....	91
Figure 4-3 : Glissement de terrain sur le versant nord de la Montagne de Reims (Chigny-les-Roses).....	92
Figure 4-4: Glissement dans la vallée de la Livre, l'exemple des "Communs" sur la commune de Louvois.....	93
Figure 4-5 : La vallée de la Livre à Ville-en-Selve (Montagne de Reims).....	94
Figure 4-6 : Bourrelet frontal de la réactivation du glissement de Moussy aux "Crayons" (vallée du Cubry).....	95
Figure 4-7 : Glissement des Marottes (a) et réactivation superficielle de la coulée (b).....	95
Figure 4-8 : Versant type du bassin versant du Cubry, exemple de la vallée du Darcy à Grauves.....	96
Figure 4-9 : Morphologie des glissements de la vallée du Cubray.....	97
Figure 4-10 : Réactivation superficielle de la partie supérieure d'un glissement dormant, exemple à Dizy.....	98
Figure 4-11 : Terminaison occidentale de l'escarpement de tête en arc de cercle, et contrepenne à Vauciennes (vallée de la Marne).....	99
Figure 4-12 : Escarpement de tête circulaire et contrepenne aux Jacotines (Reuil, vallée de la Marne).....	100
Figure 4-13 : Glissement de Vandières (vallée de la Marne) en mai 2009 (a) et en janvier 2013 (b, c et d).....	101
Figure 4-14 : Glissements successifs de l'Ermitage à Vincelles (vallée de la Marne).....	102
Figure 4-15 : Fond de la vallée du Brunet à l'aval du bassin versant.....	103
Figure 4-16 : Escarpement de tête sur le versant de rive droite du Brunet à Fleury-la-Rivière.....	104
Figure 4-17 : Glissements superficiels sur les versants à Belval-sous-Châtillon.....	105
Figure 4-18 : Modelé de solifluxion au "Marais du Diable" à Baslieux-sous-Châtillon.....	106
Figure 4-19 : Glissements profonds des "Chauffours" (commune de Châtillon-sur-Marne), en aval de la vallée du Belval.....	107
Figure 4-20 : Profil des versants dans la vallée du Flagot entre Festigny (premier plan) et Nesle-le-Repons (arrière-plan).....	108
Figure 4-21 : Déformations liées au glissement de "La Gourdonnerie" à Passy-Grigny.....	109
Figure 4-22 : Glissements de terrain profonds sur le versant de rive droite en aval de la vallée de la Semoigne.....	110
Figure 4-23 : Les glissements de type "Reuil".....	113
Figure 4-24 : Les glissements de type "Vincelles".....	114
Figure 4-25 : Interprétation des glissements de type "Vincelles".....	115
Figure 4-26 : Les glissements de type "Châtillon".....	116
Figure 4-27 : Interprétation des glissements de type "Châtillon".....	117
Figure 4-28 : Les glissements de type "Romery".....	118
Figure 4-29 : Les glissements de type "Germaine".....	119
Figure 4-30 : Les glissements de type "Ay".....	120
Figure 4-31 : Répartition spatiale des types de glissement de terrain dans le vignoble champenois.....	121
Figure 4-32 : Répartition spatiale des types de glissement en fonction de la structure, le long de la Marne.....	122
Figure 5-1 : Localisation du glissement des Jacotines dans le vignoble champenois.....	126
Figure 5-2 : Emprise du glissement des Jacotines (vallée de la Marne).....	127
Figure 5-3 : La partie supérieure du glissement des Jacotines.....	127
Figure 5-4 : Modelé et réactivations dans la partie inférieure du glissement des Jacotines (vallée de la Marne).....	128
Figure 5-5 : Carte géomorphologique du glissement des Jacotines.....	129
Figure 5-6 : Position des profils géophysiques sur le glissement des Jacotines (vallée de la Marne).....	130
Figure 5-7 : Appareillage géophysique sur le glissement des Jacotines.....	131
Figure 5-8 : Tomogramme de la vitesse de propagation des ondes sismiques pour les profils 1, 2 et 3 (glissement des Jacotines, vallée de la Marne).....	133

Figure 5-9 : Tomogramme de résistivité électrique du profil 1 (glissement des Jacotines, vallée de la Marne).	134
Figure 5-10 : Fonctions de vraisemblance des tomogrammes des vitesses de propagation des ondes sismiques Vp (a) et de résistivité électrique $\rho$ (b).....	136
Figure 5-11 : Fonctions d'appartenance des vitesses de propagation des ondes sismiques (a) et des valeurs de résistivité électrique (b).....	136
Figure 5-12 : Tomogramme de fusion des données sismiques et électriques (glissement des Jacotines, profil 1). .....	137
Figure 5-13 : Résultats du sondage carotté de 60 mètres dans le glissement des Jacotines (vallée de la Marne). .....	139
Figure 5-14 : Interprétation des résultats de la fusion des données géophysiques et du forage, glissement des Jacotines.....	140
Figure 5-15 : Coupe interprétative du profil 1 (glissement des Jacotines, vallée de la Marne).....	141
Figure 5-16 : Coupe interprétative du glissement et de la coulée des Jacotines (vallée de la Marne).....	142
Figure 5-17 : Cinématique du glissement des Jacotines.....	143
Figure 6-1 : Types de glissement de terrain en fonction de les indices d'accroissement (Ia) et d'élargissement (Ie). .....	153
Figure 6-2 : Indice d'évasement (Iev) des glissements en fonction de la longitude. ....	153
Figure 6-3 : Indice d'évasement en fonction de l'altitude du toit de la craie (a), de l'épaisseur de la craie sur le versant (b) et de la part de la craie sur le versant (c). ....	155
Figure 6-4 : Surface des glissements de terrain en fonction de l'épaisseur des formations tertiaires. ....	156
Figure 6-5 : Variation de l'indice d'évasement en fonction de la surface des glissements.....	157
Figure 6-6 : Types de glissement de terrain en fonction des épaisseurs de craie et de Tertiaire (a), du commandement de versant et de la part des terrains tertiaires sur les versants (b), de la surface des glissements et de la part des terrains tertiaires sur les versants (c). ....	158
Figure 6-7 : Indice d'allongement d'Horton en fonction de la part des formations tertiaires sur le versant. ....	160
Figure 6-8 : Zones de sismicité en France (source : BRGM). ....	161
Figure 6-9 : Orientation des glissements de terrain par effectif et selon leur surface. ....	162
Figure 6-10 : Position de l'Yprésien inférieur sur les versants de la vallée de la Marne et de ses affluents.....	164
Figure 6-11 : Surface des glissements de terrain en fonction de l'épaisseur de l'Yprésien inférieur. ....	165
Figure 6-12 : Profil en long de l'Ardre et couches géologiques traversées. ....	166
Figure 6-13 : Position du complexe Yprésien supérieur - Lutétien inférieur et moyen sur les versants de la vallée de la Marne et de ses affluents. ....	167
Figure 6-14 : Surface des glissements en fonction de l'épaisseur de l'aquifère Yprésien supérieur-Lutétien inférieur et moyen. ....	169
Figure 6-15 : Glissement de Saint-Gilles dans la vallée de l'Ardre.....	170
Figure 7-1 : Carte de localisation du bassin versant de la Semoigne. ....	175
Figure 7-2 : Coupe géologique et profil en long de la Semoigne.....	176
Figure 7-3 : Carte du réseau de mesure dans le bassin versant de la Semoigne. ....	177
Figure 7-4 : Schéma hydraulique de la Semoigne, campagne du 14/03/2014.....	178
Figure 7-5 : Hydrogramme de la Semoigne à Verneuil (2013-2014) et situations hydrologiques des campagnes de mesures de débit (en bleu) et de la conductivité et de la température (rouge et bleu). ....	180
Figure 7-6 : Installation d'une section à Villers-Agron-Aiguizy (a) et jaugeage à Verneuil (b), bassin versant de la Semoigne.....	181
Figure 7-7 : Profils hydrologiques, profils de conductivité et profils thermiques de la Semoigne. ....	182
Figure 7-8 : Cartes des rendements spécifiques dans le bassin versant de la Semoigne. ....	185
Figure 7-9 : Carte des sources et emprise des glissements de terrain.....	186
Figure 7-10 : Processus géomorphologiques et répartition des sources. ....	188
Figure 7-11 : Schéma synthétique des ressources en eau (bassin versant de la Semoigne). ....	191
Figure 7-12 : Circulation de l'eau dans le glissement des Jacotines. ....	193

Figure 8-1 : Localisation du glissement de Montchenot. ....	196
Figure 8-2 : Echelle stratigraphique près de Montchenot. ....	197
Figure 8-3 : Relevé piézométrique (a), collecteur d'eau (b) et sonde multiparamètres (c). ....	199
Figure 8-4 : Cartographie géomorphologique du glissement de Montchenot (Montagne de Reims). ....	200
Figure 8-5 : Légende de la carte géomorphologique de Montchenot. ....	200
Figure 8-6 : Réactivation superficielle (a), replat-contrepente principal (b et c) et bourrelet frontal (d) dans la partie nord de la zone glissée de Montchenot (Montagne de Reims). ....	202
Figure 8-7 : Incision d'un cours d'eau en contrebas d'une contrepente (a) et perte sur la contrepente principale (b), (Montchenot, Montagne de Reims). ....	202
Figure 8-8 : Localisation des profils de résistivité électrique (Montchenot, Montagne de Reims). ....	203
Figure 8-9 : Résistivité électrique selon les dispositifs gradient (a) et pôle-dipôle (b) le long du profil 3. ....	204
Figure 8-10 : Coupe interprétative longitudinale du glissement de Montchenot (Montagne de Reims). ....	205
Figure 8-11 : Affleurement des sables de l'Yprésien supérieur dans la contrepente (Montchenot). ....	205
Figure 8-12 : Résistivité électrique le long du profil 4. ....	206
Figure 8-13 : Résistivité électrique le long du profil 1. ....	207
Figure 8-14 : Résistivité électrique le long du profil 2, selon les dispositifs gradient (a) et pôle-dipôle (b). ....	208
Figure 8-15 : Localisation des piézomètres du glissement de Montchenot (Montagne de Reims). ....	209
Figure 8-16 : CuSum des précipitations depuis 1994 à la station de Sacy. ....	211
Figure 8-17 : Bilan hydrique de 2009 à 2014 en fonction des données climatiques de Sacy. ....	211
Figure 8-18 : Suivi piézométrique sur le versant stable (Montchenot). ....	213
Figure 8-19 : Suivi piézométrique dans le glissement (Montchenot). ....	214
Figure 8-20 : Position des piézomètres sur le tomogramme de résistivité électrique du profil 1 (Montchenot). ....	216
Figure 8-21 : Température des colonnes d'eau des piézomètres du versant stable (Montchenot). ....	217
Figure 8-22 : Profils piézométriques en fonction de la position sur le glissement (Montchenot). ....	218
Figure 8-23 : Modélisation de la circulation de l'eau dans le glissement de Montchenot (Montagne de Reims). ....	219
Figure 9-1 : Profils de la vallée de l'Ardre à Saint-Gilles, dans l'Éocène (a) et de la vallée de la Marne près de Poissons, dans le Tithonien (b). ....	222
Figure 9-2 : Largeur des vallées (a) et pente moyenne des versants (b) en fonction de la surface des bassins versants. ....	224
Figure 9-3 : Relations entre largeur de la grande base et valeur moyenne des pentes (a), et largeur de la grande base et de la petite base (b) en fonction de la présence ou non de glissements de terrain. ....	226
Figure 9-4 : Part des glissements de terrain qui atteignent le fond de vallée et/ou qui se trouvent en tête de vallon. ....	228
Figure 9-5 : Les phases de déplacement dans le vignoble champenois : exemple du glissement de Cuis (d'après Van den Eeckhaut <i>et al.</i> , 2010, modifié). ....	230
Figure 9-6 : Les deux générations de glissements pléistocènes à Reuil et Venteuil (a), et la réactivation superficielle actuelle à Vauciennes (b). ....	231
Figure 9-7 : Impact climatique de "l'événement 8200" en Europe (d'après Magny <i>et al.</i> , 2003 et Chalumeau, 2008, modifié). ....	232
Figure 9-8 : Genèse de la cambrure de versant dans le vignoble champenois. ....	233
Figure 9-9 : Coupe géomorphologique interprétative à Janvry (vallée de la Vesle). ....	234
Figure 9-10 : Extrait de la carte de l'aléa glissement de terrain proposé par le BRGM, exemple des Jacotines (d'après Zornette <i>et al.</i> , 2009). ....	237
Figure 9-11 : CuSum des précipitations, niveaux de nappes et nombre de glissements de terrain. ....	238
Figure 9-12 : Affleurement de l'aquifère par rapport aux glissements de terrain (a) et au zonage de l'aléa selon le BRGM (b), l'exemple du secteur de Hautvillers et Champillon (vallée de la Marne). ....	239
Figure 9-13 : Période d'activité principale du glissement de Boursault. ....	241
Figure 9-14 : Zonage du niveau d'aléa à Boursault selon le BRGM. ....	242

## Liste des tableaux

Tableau 0-1 : Synthèse de la relation activité/âge des mouvements de terrain (d'après Flageollet, 1996). .....	19
Tableau 1-1 : Degrés d'activités des processus morphogéniques et âge (d'après Guérémy et Marre, 1996).....	36
Tableau 2-1 : Tableau récapitulatif des principaux affluents de la Marne dans le vignoble champenois. ....	58
Tableau 4-1 : Tableau récapitulatif de la situation des 264 glissements du vignoble champenois.....	111
Tableau 6-1 : Surfaces affectées par les glissements de terrain sur les versants de la vallée de la Marne. ....	162
Tableau 6-2 : Paramètres géotechniques de l'Yprésien inférieur du bassin versant de Champillon (d'après CETE Saint Quentin, 1984). ....	164
Tableau 6-3 : Répartition spatiale des sources dans le bassin versant de la Marne.....	168
Tableau 7-1 : Situations hydrologiques des campagnes de mesures sur la Semoigne en fonction des débits caractéristiques (station de Verneuil, 1999-2013).....	179
Tableau 7-2 : Répartition des écoulements de la Semoigne à l'exutoire (Sem9).....	184
Tableau 7-3 : Densité et nombre de sources selon les aquifères. ....	187
Tableau 8-1 : Principales caractéristiques des piézomètres du glissement de Montchenot.....	210
Tableau 8-2 : Ecart types et taux de variation des mesures journalières de septembre 2013 (piézomètres de Montchenot).....	212
Tableau 8-3: Paramètres physico-chimiques des eaux selon les piézomètres (Montchenot). ....	215
Tableau 9-1 : Morphométrie des vallées dans les calcaires de l'est du bassin de Paris. ....	223
Tableau 9-2 : Matrice générale d'évaluation du niveau d'aléa (d'après Zornette <i>et al.</i> , 2009). ....	236





**Les mouvements de terrain du vignoble champenois.  
Approche géomorphologique et hydrologique**

**Résumé**

Les nombreux mouvements de terrain qui affectent les versants du vignoble champenois sont à l'origine de coûteux dégâts. Les causes de leur déclenchement restent cependant indéterminées. Basé sur une méthodologie pluridisciplinaire, ce travail de recherche vise à comprendre l'origine et le fonctionnement de ces désordres. A l'échelle régionale, deux grands ensembles se distinguent et mettent en avant le rôle de la structure sur les dynamiques géomorphologiques. Au nord, la cambrure de versant domine. D'âge antésaalien, elle s'est produite en phase ana et/ou cataglaciale. Au sud, dans le secteur de la vallée de la Marne et de ses affluents, 264 glissements de terrain, d'âge tardiglaciaire pour la plupart, sont recensés. A l'échelle du bassin versant, les glissements de terrain se situent dans les secteurs à fort rendement hydrologique. En retour, leur présence modifie la répartition spatiale des sources : les plus profonds constituent une couverture semi-perméable déterminant un aquifère semi-captif. A l'échelle locale, les investigations géophysiques et piézométriques permettent de modéliser les relations hydrogéologiques entre formations superficielle et substrat. Il apparaît que les glissements ont une structure très hétérogène, que les circulations d'eau y sont réduites et ralenties dans la masse du mouvement, et enfin que les échanges avec le substrat se produisent le long du plan de cisaillement. Dans ces conditions, l'influence des facteurs climatiques actuels sur la réactivation des glissements est indirecte et faible.

**Mots-clés** : glissement de terrain, cambrure de versant, relief de faible énergie, géomorphologie, ressources en eau, vignoble champenois

---

**Landslides in Champagne vineyards.  
Geomorphological and hydrological approach**

**Abstract**

The numerous mass movements affecting the Champagne vineyards slopes cause expensive damages. However, triggering factors are still unknown. Using a multidisciplinary methodology, this research aims to understand the origin and the behavior of these instabilities. At a regional scale, two major groups are distinguished and show the importance of the geological structure on the geomorphological dynamics. Northwards, valley-side cambering of pre-Saalian age predominates. It took place during ana and/or cataglacial phase. Southwards, in the Marne valley and its tributaries area, 264 landslides, most of them dating from Tardiglacial period, are inventoried. At the watershed scale, areas with a high quantity of landslides correspond to the sectors of high hydrological yields. In return, the presence of landslides alters the spatial distribution of springs: deepest landslides constitute a semi-permeable cover leading to semi-confined aquifers. At the local scale, geophysical and piezometric investigations make it possible to model the hydrogeological relationship between superficial formations and substratum. It appears that landslides structure is heterogeneous, that the circulation of water is limited and slow in the landslide, and that the exchanges with substratum occur along the shear plan. Under these conditions, the influence of climatic factors on the current reactivations is both indirect and weak.

**Key-words**: landslide, valley-side cambering, low energy relief, geomorphology, water resources, Champagne vineyard

---



**UNIVERSITE DE REIMS CHAMPAGNE-ARDENNE**  
**ECOLE DOCTORALE SCIENCES DE L'HOMME ET DE LA SOCIETE (555)**

THESE

pour obtenir le grade de  
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE REIMS CHAMPAGNE-ARDENNE

Spécialité Géographie physique, humaine, économique et régionale

Thèse présentée et soutenue publiquement  
par

**Nicolas BOLLOT**

le 09 décembre 2014

**Les mouvements de terrain  
du vignoble champenois  
Approche géomorphologique et hydrologique**

**Tome 2**

JURY

M. Guillaume PIERRE	Professeur des Universités	Université de Reims Champagne-Ardenne (Directeur de Thèse)
M. Jean POESEN	Professeur des Universités	Université Catholique de Louvain (Rapporteur)
M. Pierre-Gil SALVADOR	Professeur des Universités	Université de Lille 1 (Rapporteur)
M. Alain DEVOS	Professeur des Universités	Université de Reims Champagne-Ardenne (Examineur)
M. Gilles GRANDJEAN	Ingénieur BRGM (HDR)	BRGM Orléans (Examineur)
M. Alain MARRE	Professeur Emérite	Université de Reims Champagne-Ardenne (Examineur, Président)
M. Olivier GARCIA	Ingénieur	CIVC (Invité)





**UNIVERSITE DE REIMS CHAMPAGNE-ARDENNE**  
**ECOLE DOCTORALE SCIENCES DE L'HOMME ET DE LA SOCIETE (555)**

THESE

pour obtenir le grade de  
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE REIMS CHAMPAGNE-ARDENNE

Spécialité Géographie physique, humaine, économique et régionale

Thèse présentée et soutenue publiquement  
par

**Nicolas BOLLOT**

le 09 décembre 2014

**Les mouvements de terrain  
du vignoble champenois  
Approche géomorphologique et hydrologique**

**Tome 2**

JURY

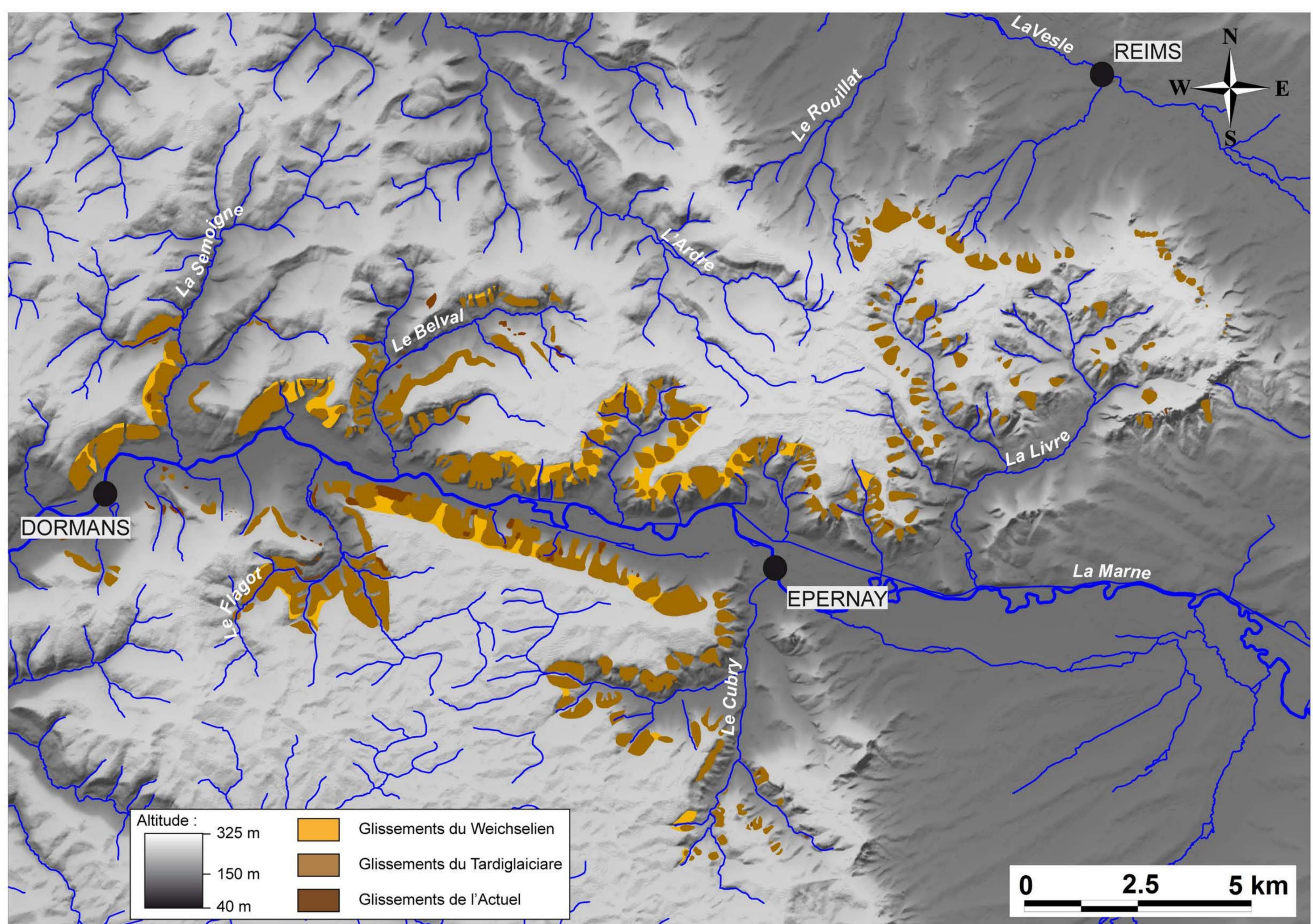
M. Guillaume PIERRE	Professeur des Universités	Université de Reims Champagne-Ardenne (Directeur de Thèse)
M. Jean POESEN	Professeur des Universités	Université Catholique de Louvain (Rapporteur)
M. Pierre-Gil SALVADOR	Professeur des Universités	Université de Lille 1 (Rapporteur)
M. Alain DEVOS	Professeur des Universités	Université de Reims Champagne-Ardenne (Examineur)
M. Gilles GRANDJEAN	Ingénieur BRGM (HDR)	BRGM Orléans (Examineur)
M. Alain MARRE	Professeur Emérite	Université de Reims Champagne-Ardenne (Examineur, Président)
M. Olivier GARCIA	Ingénieur	CIVC (Invité)



## Sommaire du Tome 2

Les glissements de terrain du vignoble champenois	275
Légende des cartes géomorphologiques	277
Cartes géomorphologiques de la Montagne de Reims	279
Carte géomorphologique de Rilly-la-Montagne	281
Carte géomorphologique de Verzenay	283
Carte géomorphologique de Verzy	285
Carte géomorphologique de Trépail	287
Carte géomorphologique de Ville-en-Selve	289
Carte géomorphologique de Louvois	291
Carte géomorphologique de Fontaine-sur-Ay	293
Carte géomorphologique de Germaine	295
Carte géomorphologique d'Avenay-Val-d'Or	297
Cartes géomorphologiques du bassin versant du Cubry	299
Carte géomorphologique de Grauves	301
Carte géomorphologique de Saint-Martin-d'Ablois	303
Carte géomorphologique de Pierry	305
Cartes géomorphologiques de la vallée de la Marne	307
Carte géomorphologique de Champillon	309
Carte géomorphologique de Mardeuil	311
Carte géomorphologique de Boursault	313
Carte géomorphologique de Reuil	315

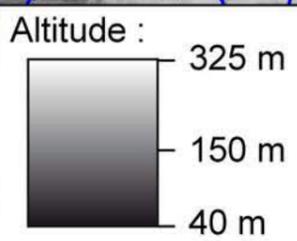
Carte géomorphologique de Troissy	317
Carte géomorphologique de Vincelles	319
Carte géomorphologique du bassin versant du Brunet	321
Carte géomorphologique de Romery	323
Cartes géomorphologiques du bassin versant du Belval	325
Carte géomorphologique de Jonquery	327
Carte géomorphologique de Cuchery	329
Carte géomorphologique de Châtillon-sur-Marne	331
Cartes géomorphologiques du bassin versant du Flagot	333
Carte géomorphologique de Festigny	335
Carte géomorphologique de Mareuil-le-Port	337
Cartes géomorphologiques du bassin versant de la Semoigne	339
Carte géomorphologique de Champvoisy	341
Carte géomorphologique de Passy-Grigny	343



REIMS

DORMANS

EPERNAY



- Glissements du Weichselien
- Glissements du Tardiglaciaire
- Glissements de l'Actuel



# Légende des cartes géomorphologiques

## Formes

	Glacis		Escarpement de tête
	Versant réglé		Escarpement de tête régularisé
	Versant de raccordement		Escarpement de tête inférieur à 10m
	Replat		Escarpement de tête inférieur à 5m
	Vallée à fond plat		Replat de glissement
	Vallée en berceau		Contrepente
	Vallée en «v»		Solifluxion
	Cône de déjection		Coulée
	Formes karstiques		Bourrelet frontal

## Processus

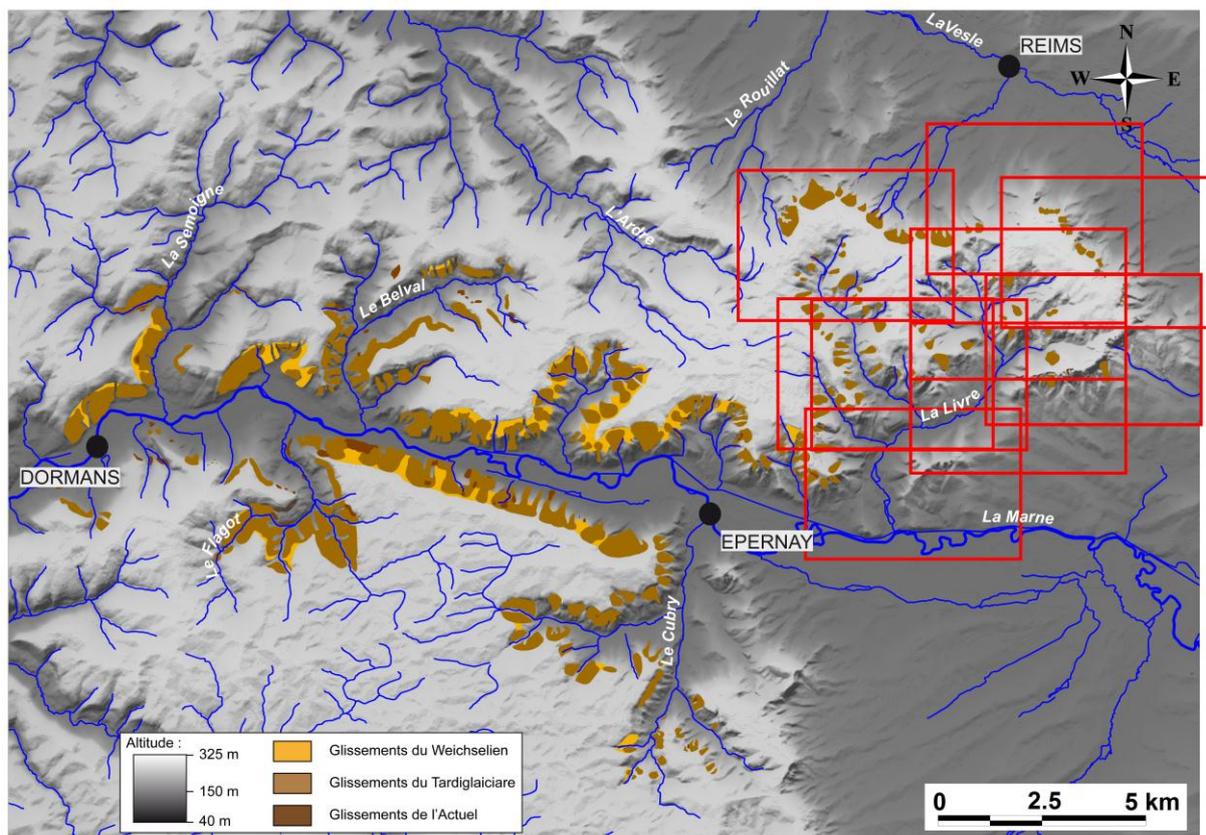
	Ruissellement diffus		Glissement de terrain récent à actuel
	Ruissellement concentré		Glissement de terrain dormant
	Ruissellement concentré ancien		Glissement de terrain régularisé
	Actions éoliennes		
	Altération chimique		
	Domaine anthropique		

## Autre

	Cours d'eau
---	-------------

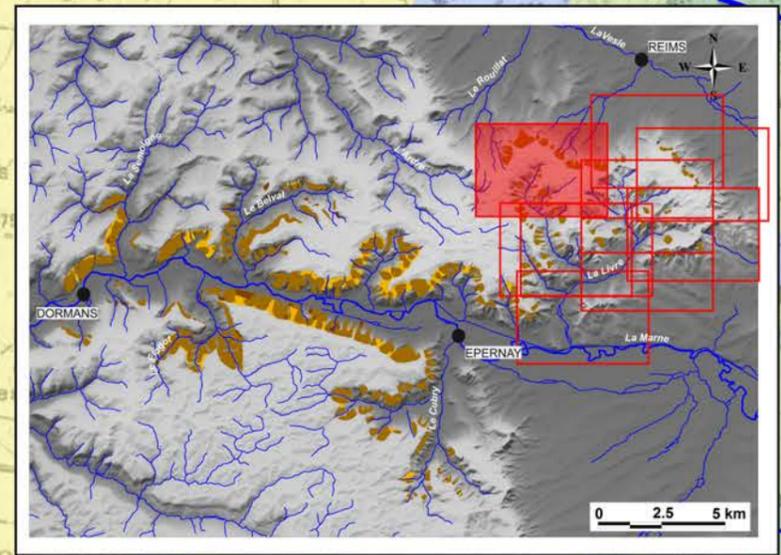
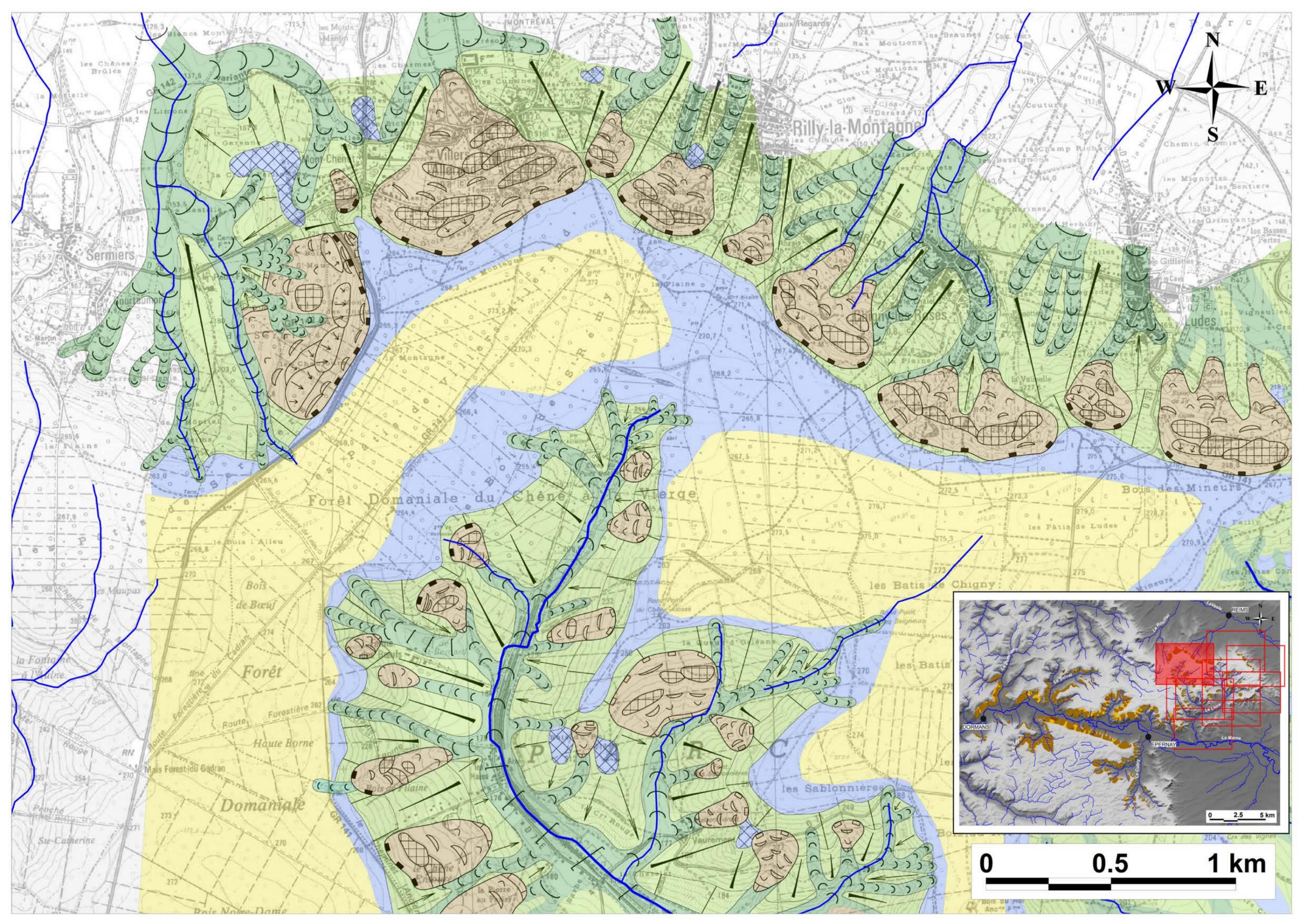


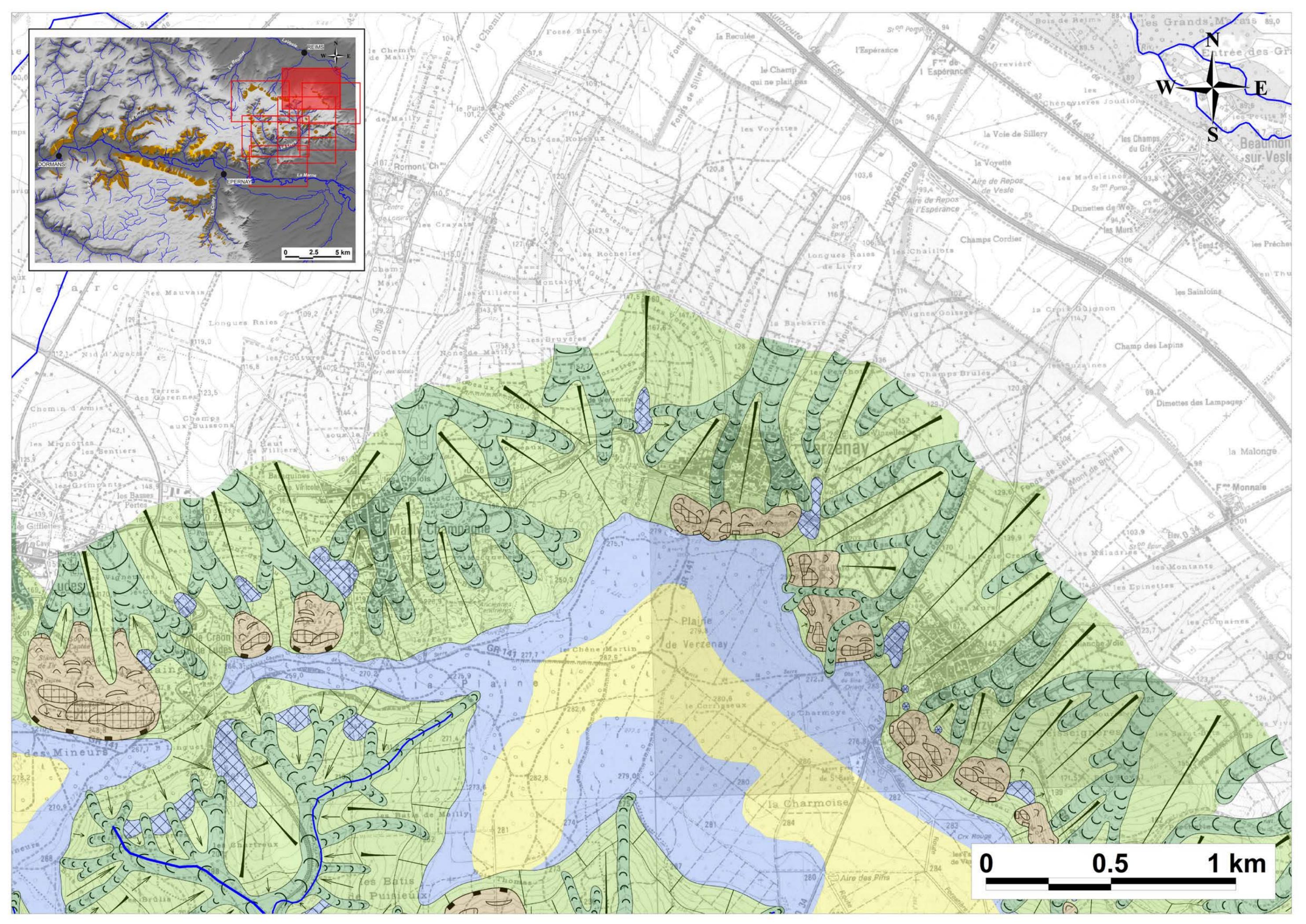
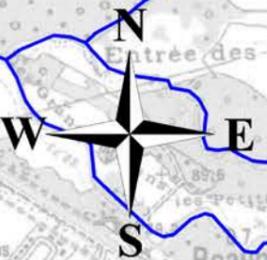
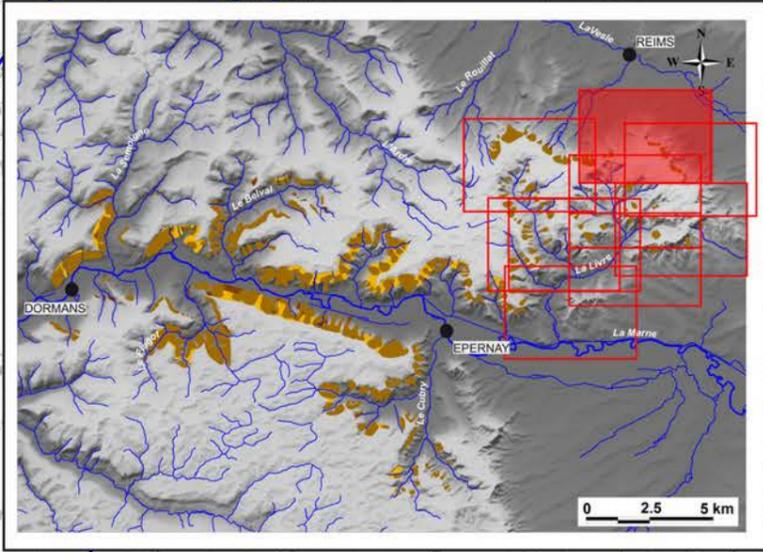
## Cartes géomorphologiques de la Montagne de Reims

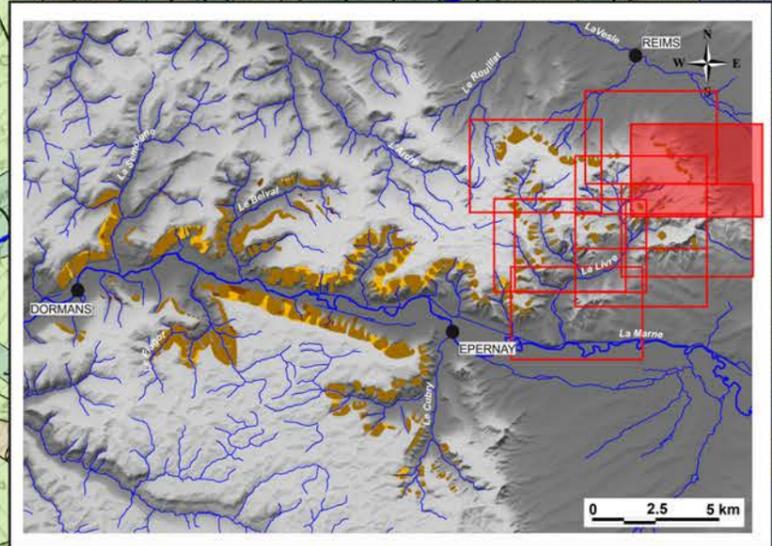
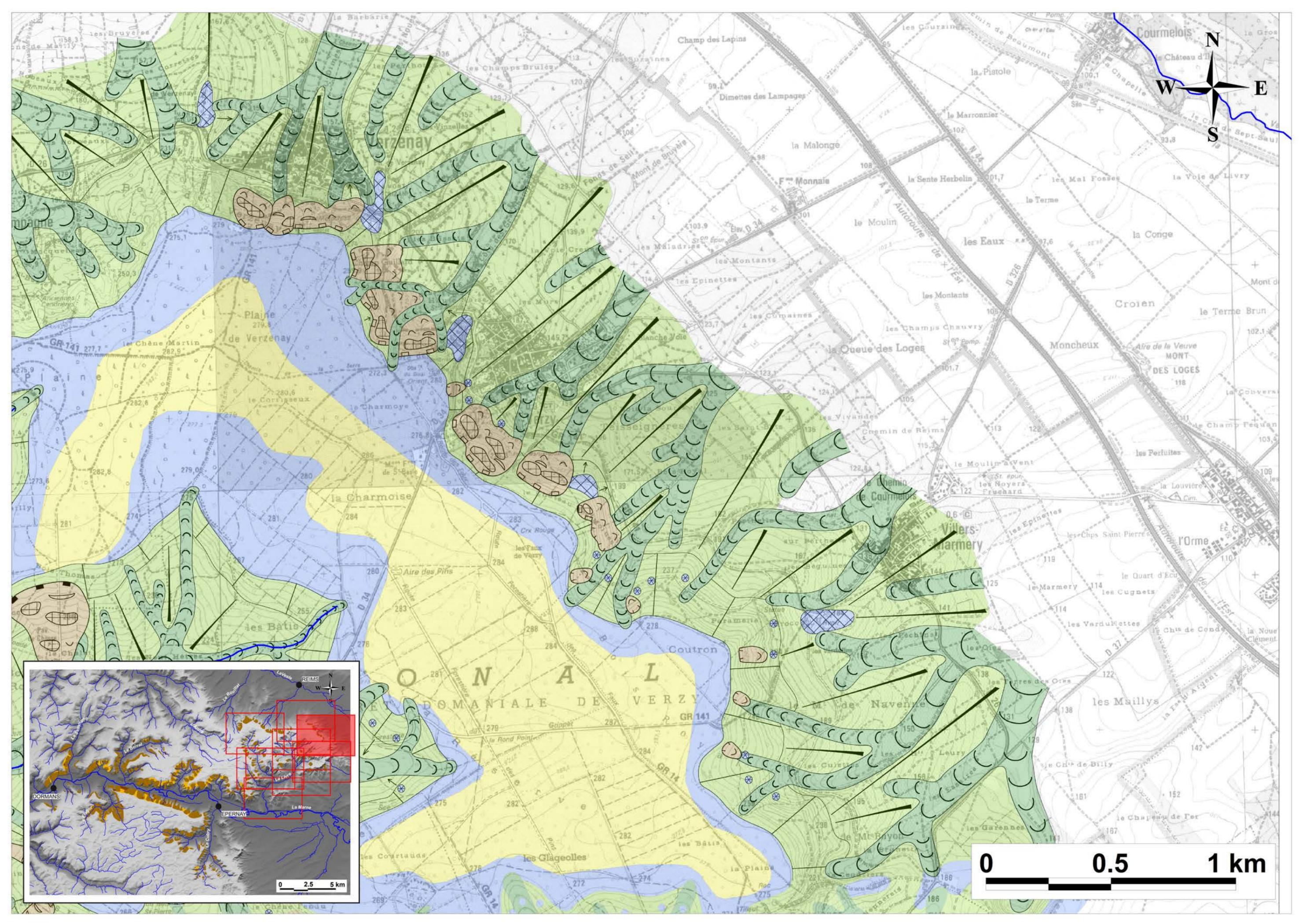


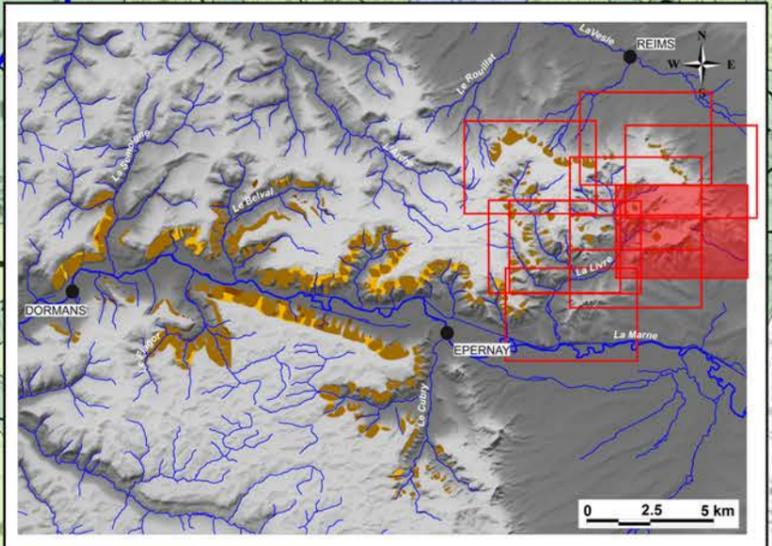
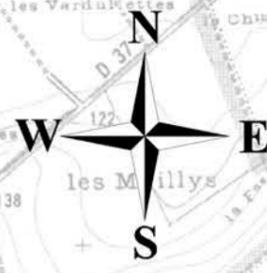
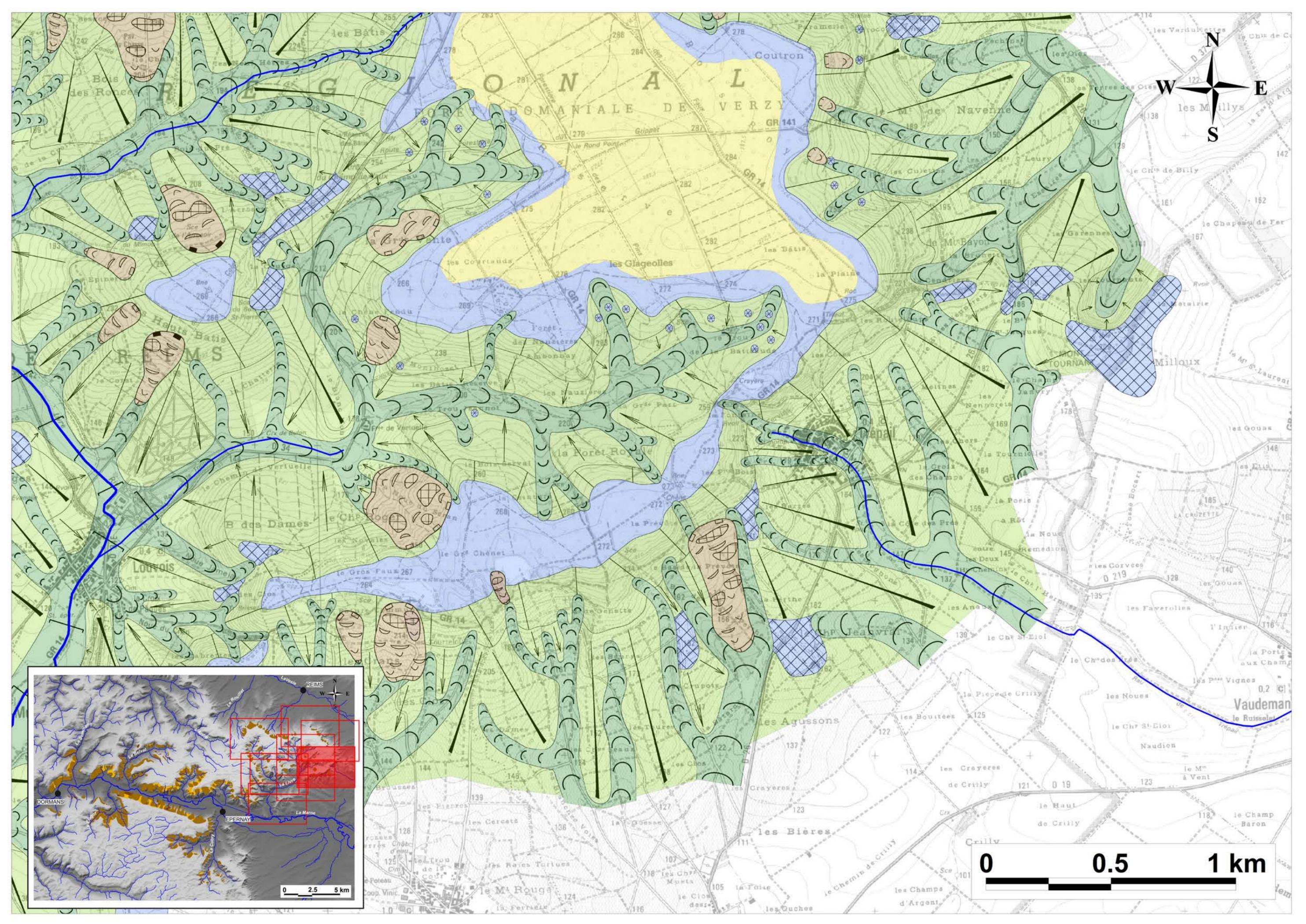
- Carte géomorphologique de Rilly-la-Montagne
- Carte géomorphologique de Verzenay
- Carte géomorphologique de Verzy
- Carte géomorphologique de Trépail
- Carte géomorphologique de Ville-en-Selve
- Carte géomorphologique de Louvois
- Carte géomorphologique de Fontaine-sur-Ay
- Carte géomorphologique de Germaine
- Carte géomorphologique d'Avenay-Val-d'Or

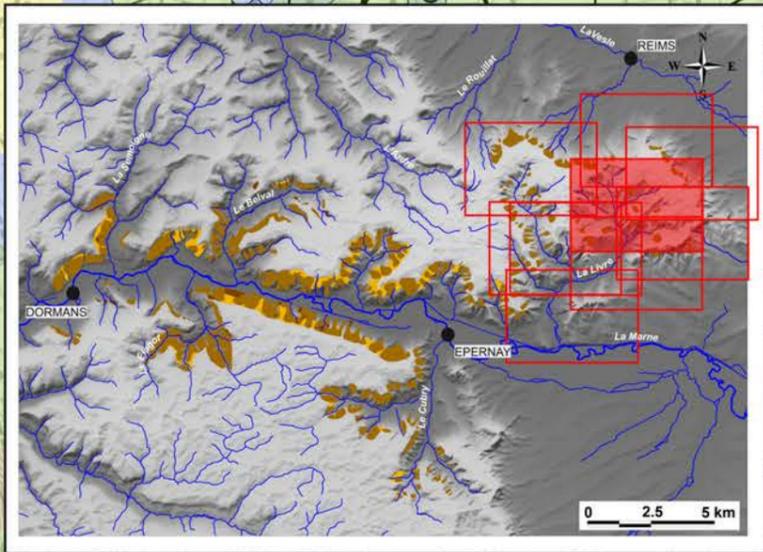
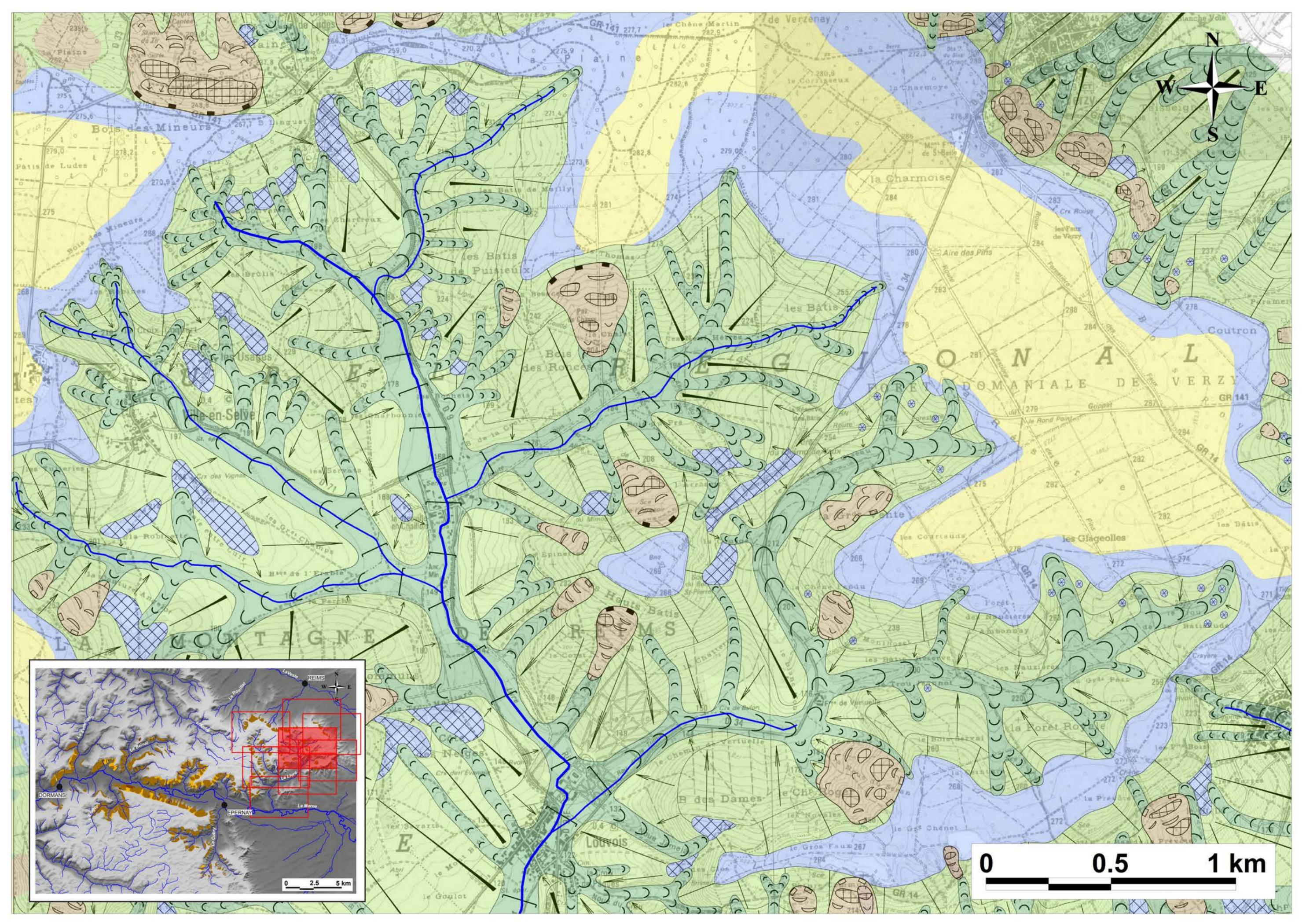


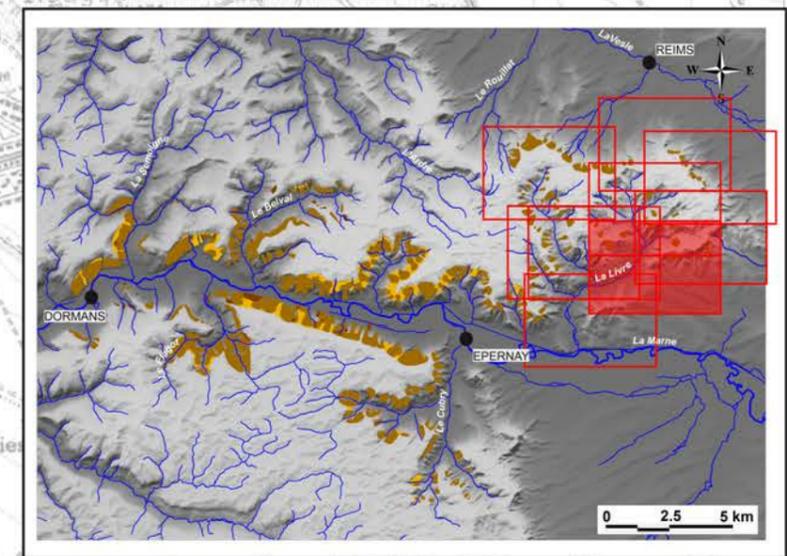
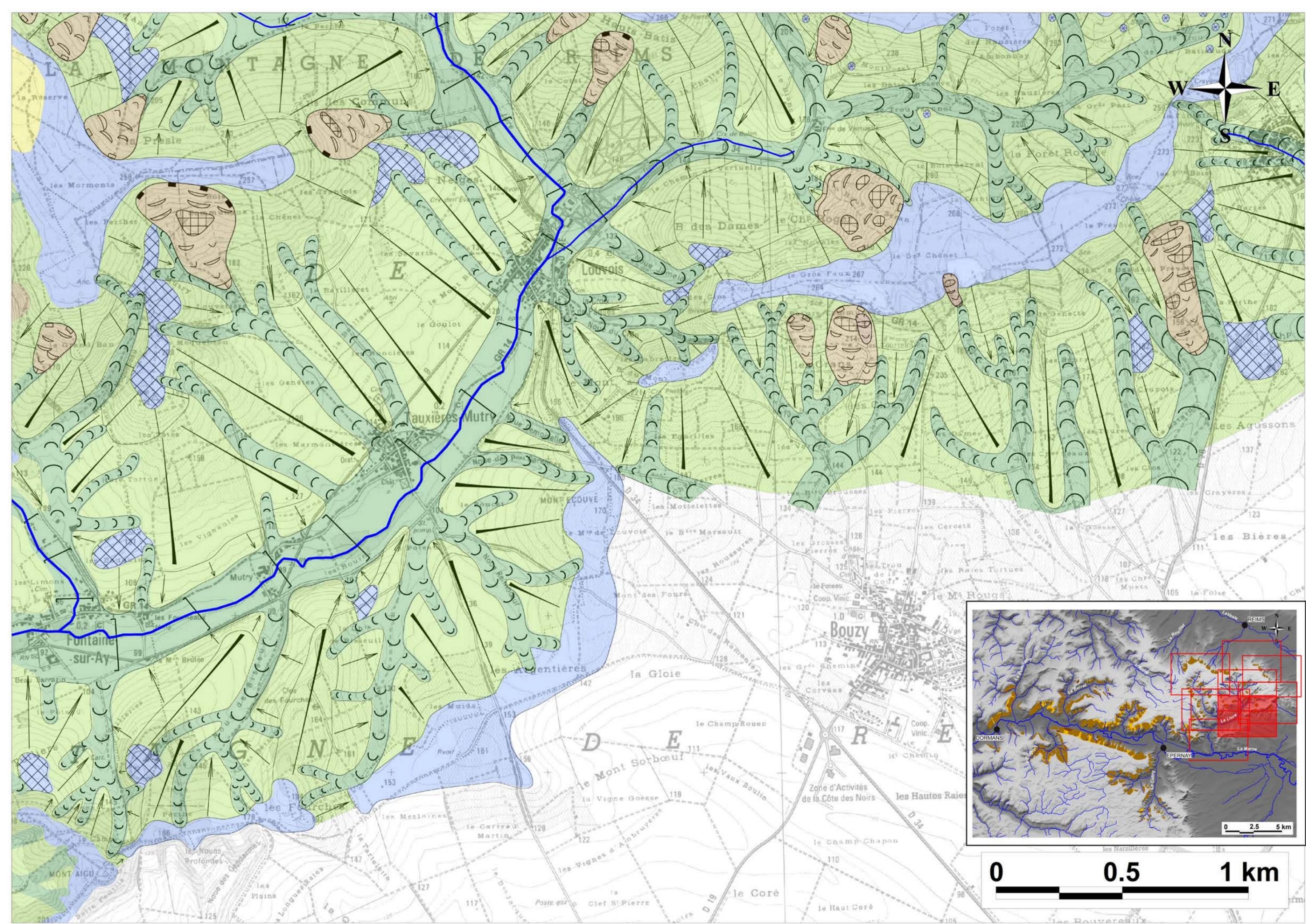


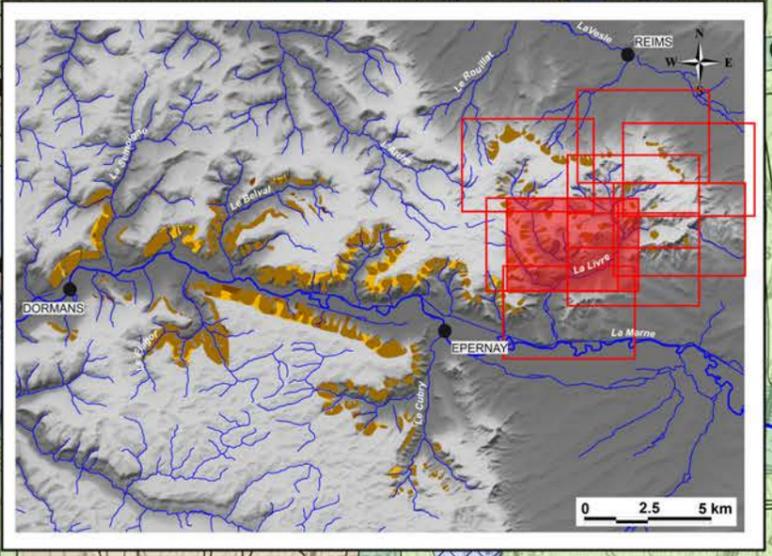
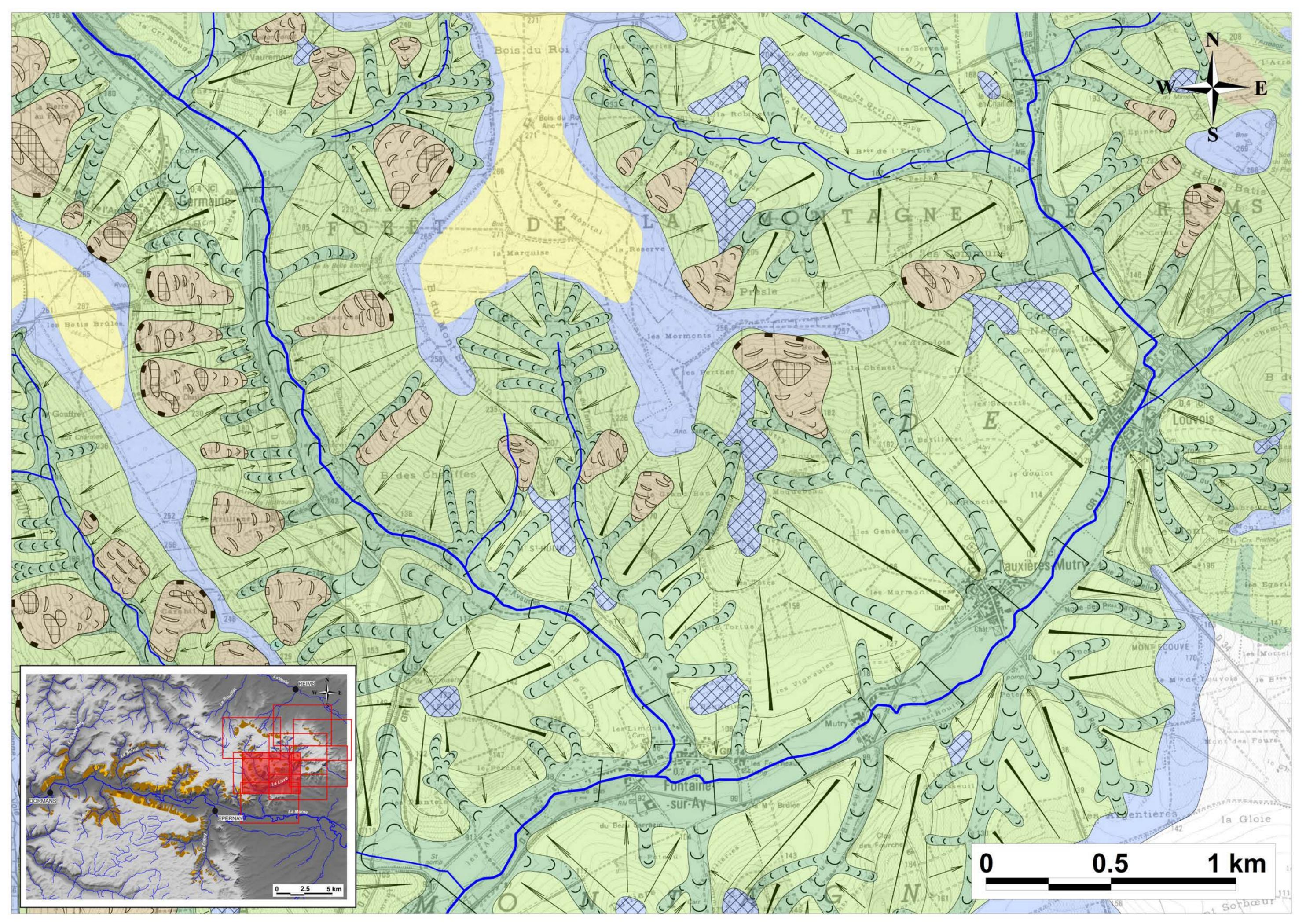




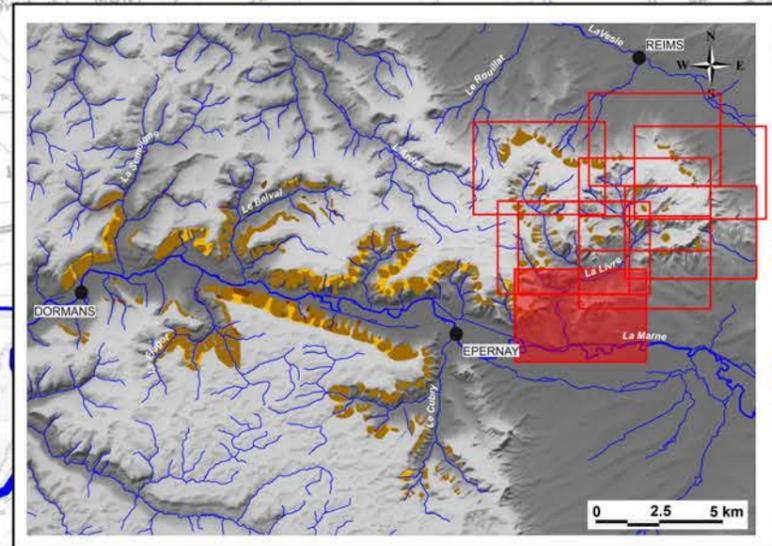
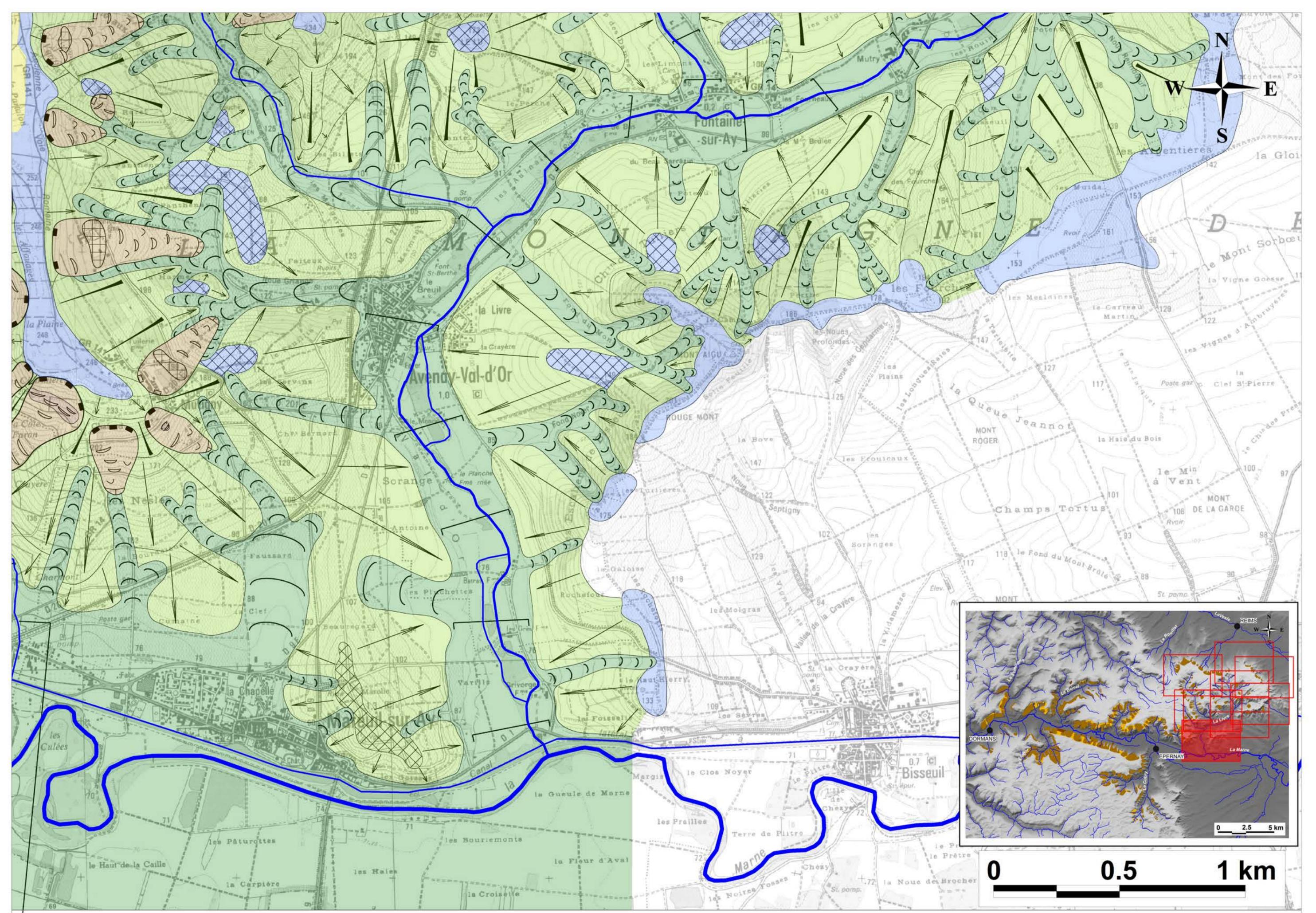




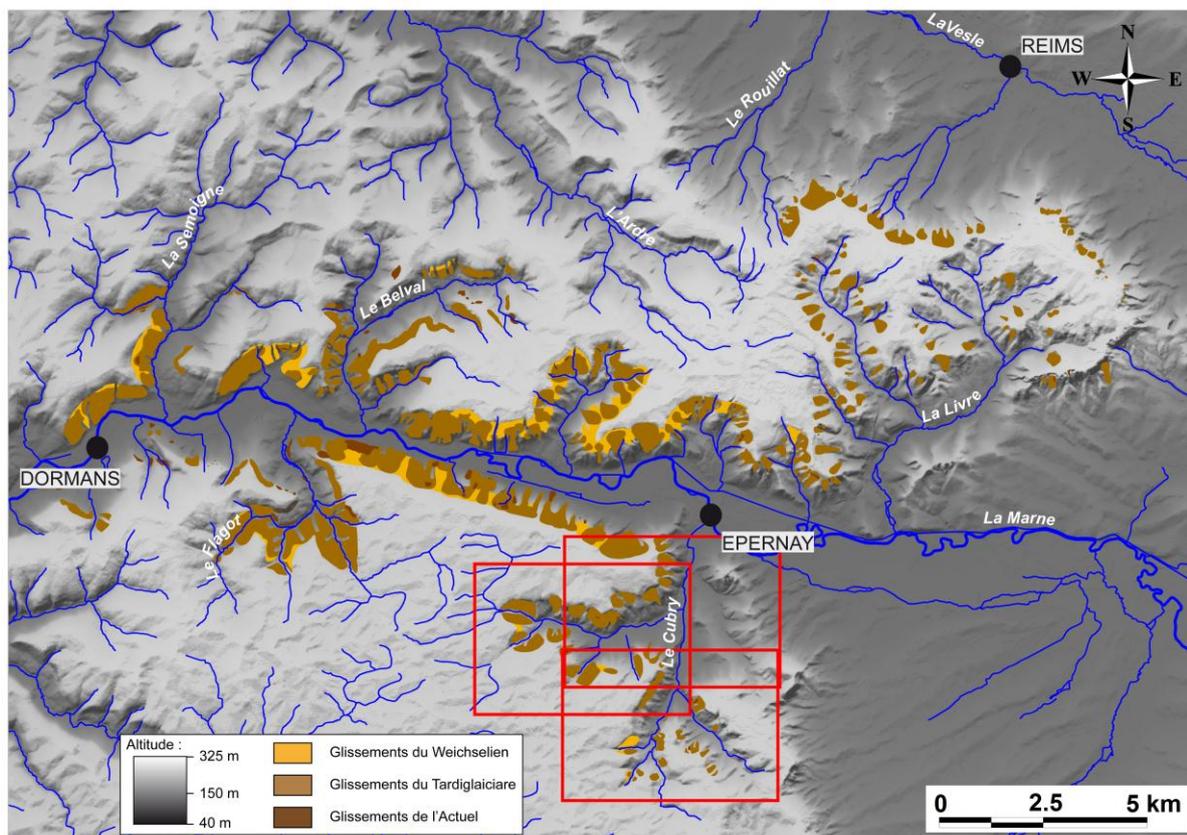








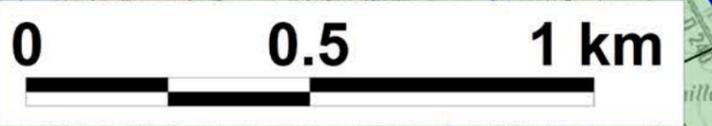
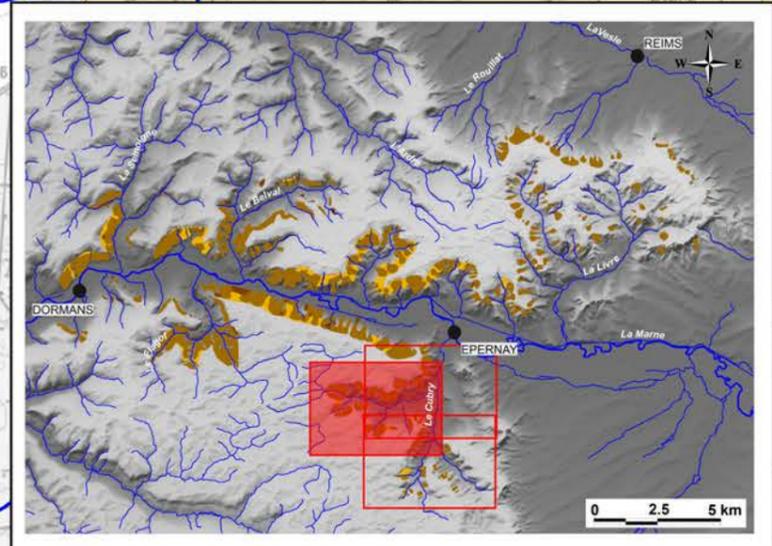
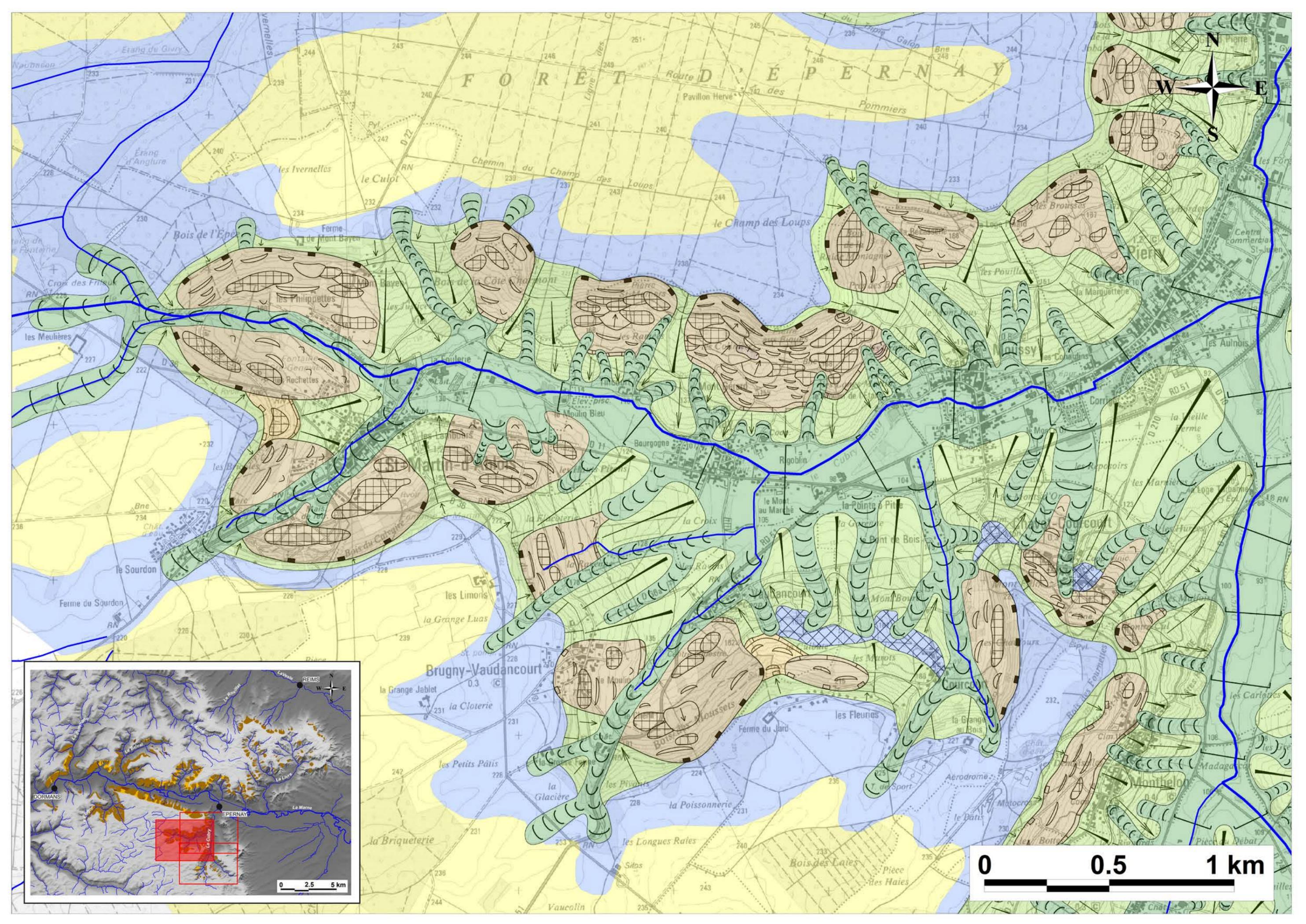
## Cartes géomorphologiques du bassin versant du Cubry

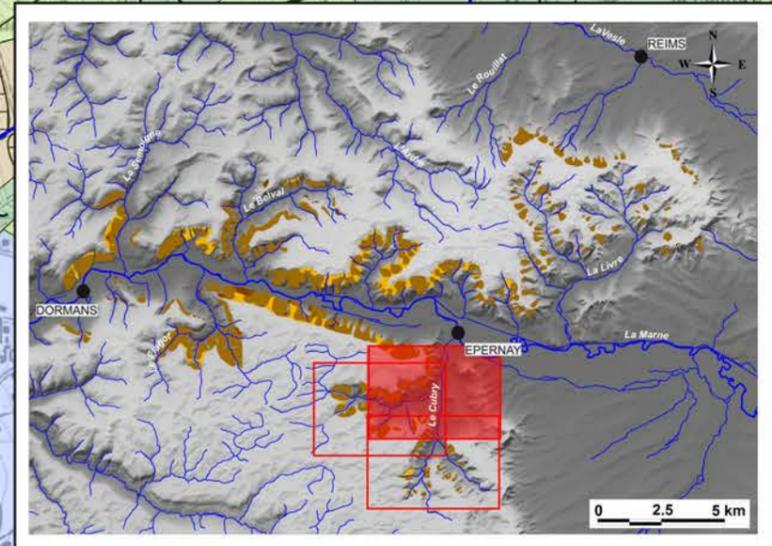
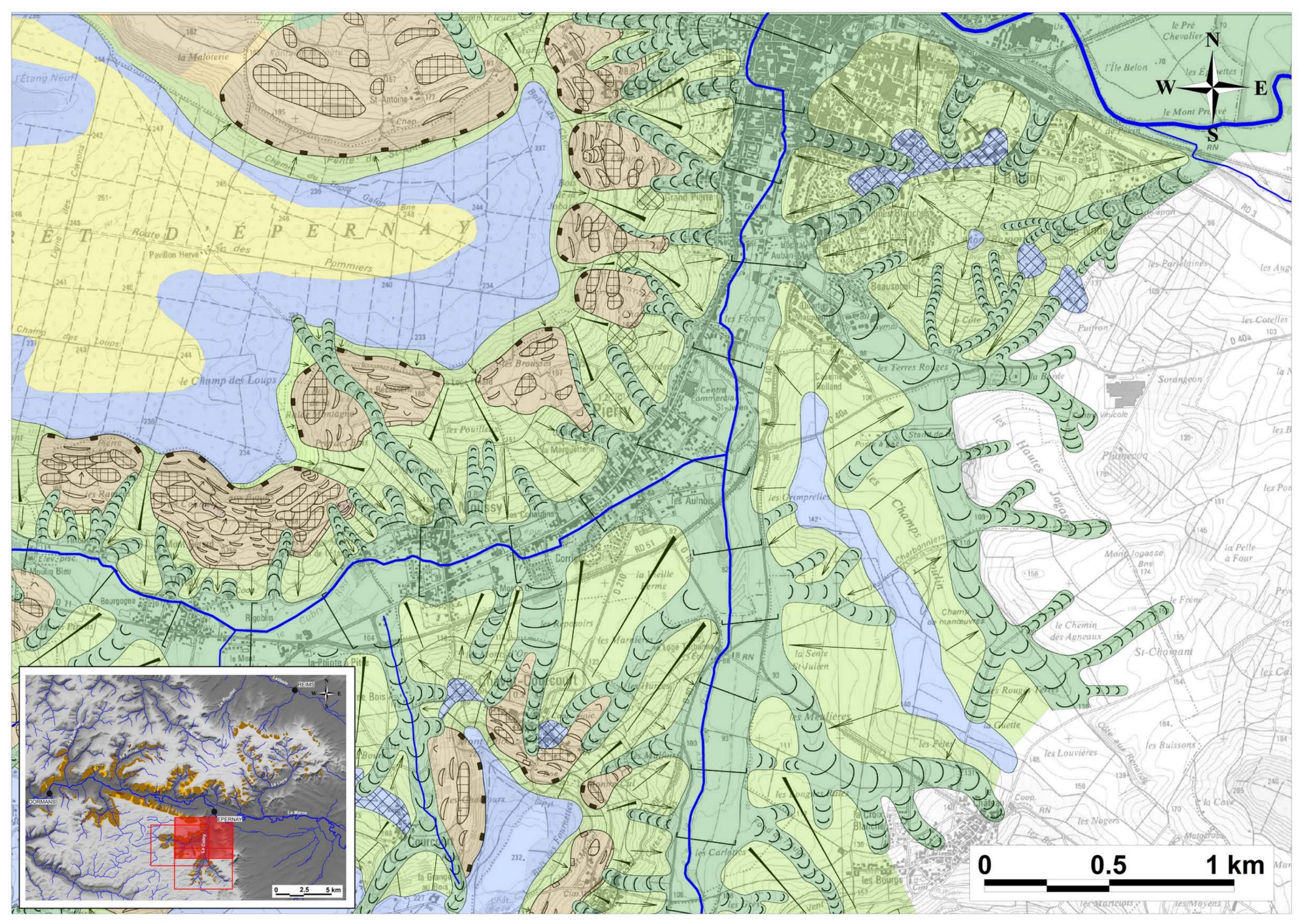


- Carte géomorphologique de Grauves
- Carte géomorphologique de Saint-Martin-d'Ablois
- Carte géomorphologique de Pierry

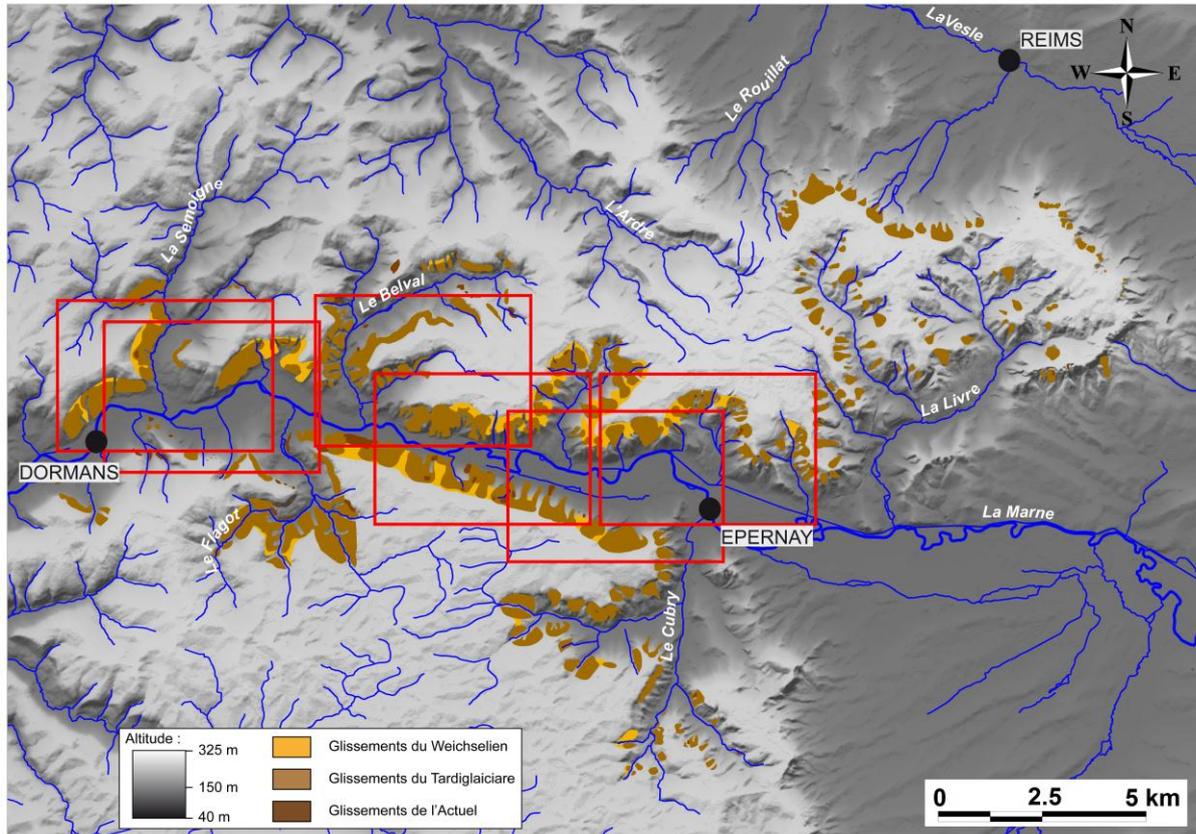






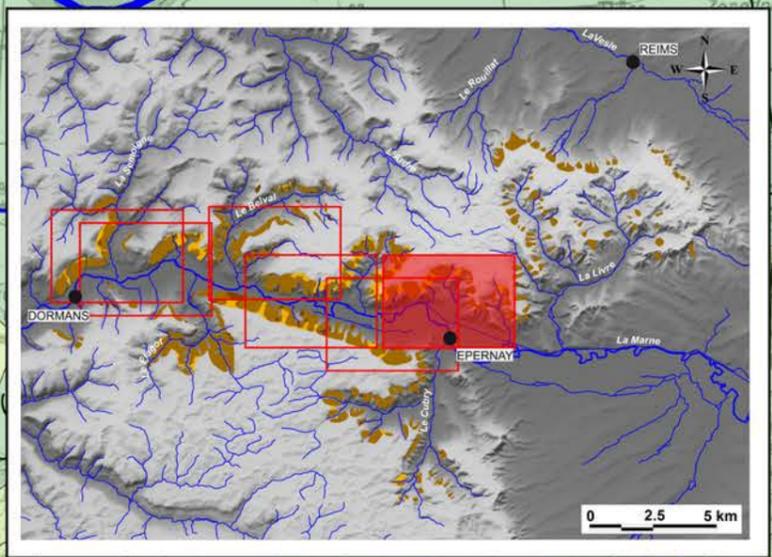
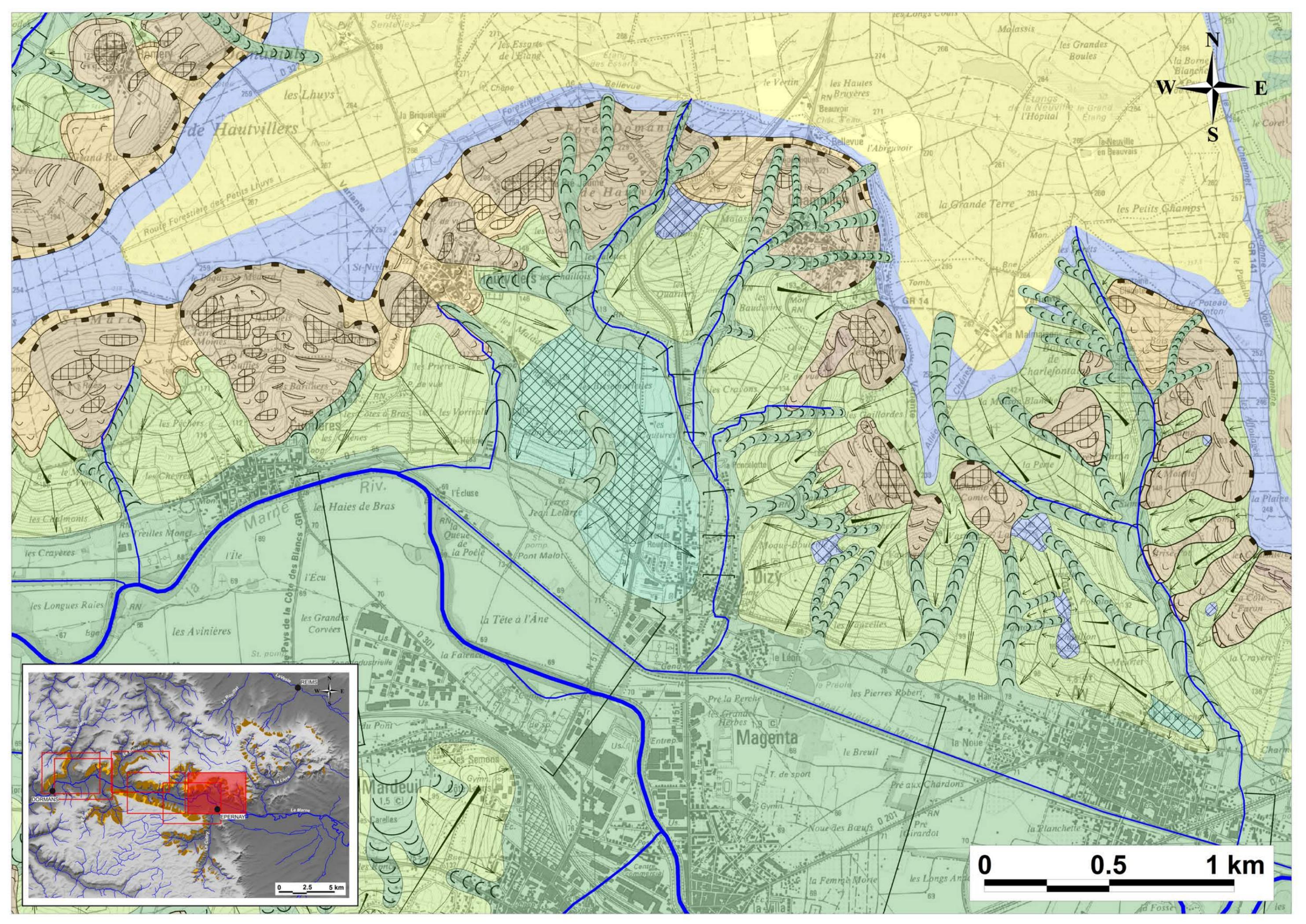


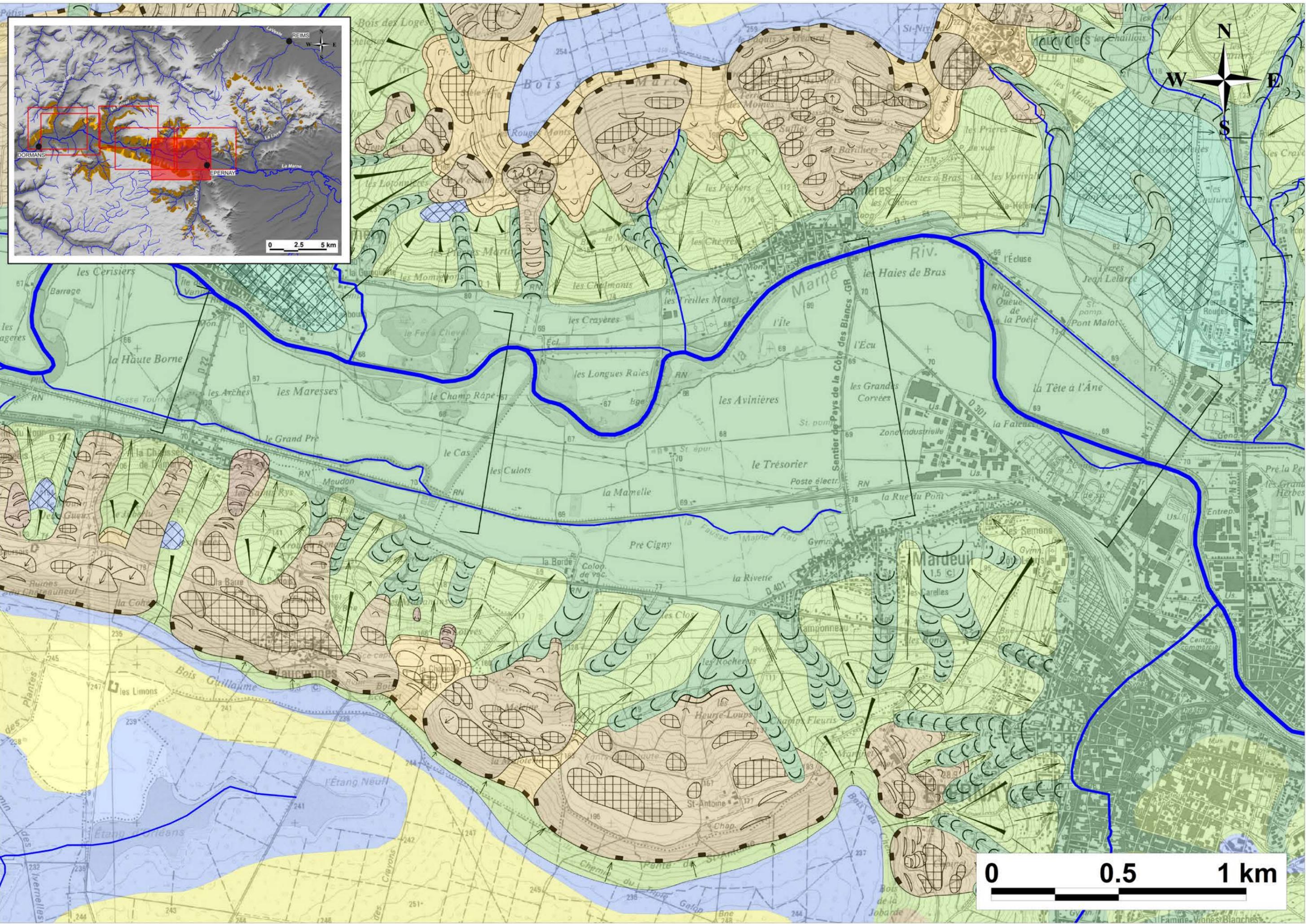
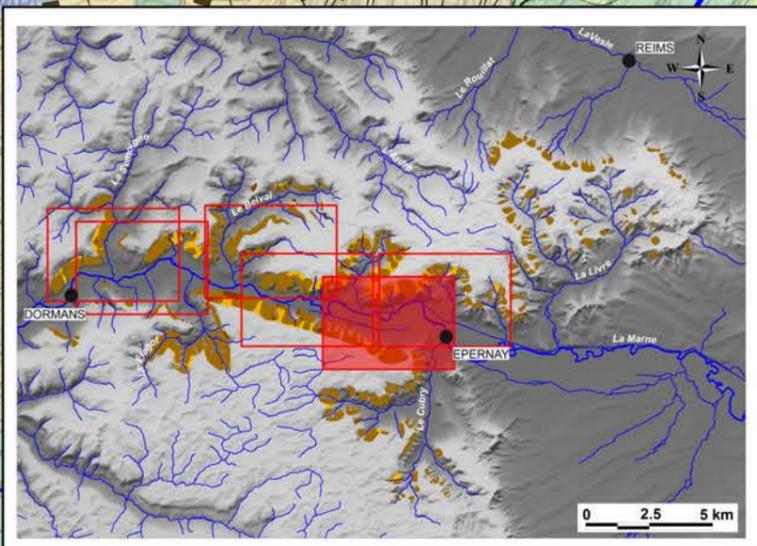
## Cartes géomorphologiques de la vallée de la Marne



- Carte géomorphologique de Champillon
- Carte géomorphologique de Mardeuil
- Carte géomorphologique de Boursault
- Carte géomorphologique de Reuil
- Carte géomorphologique de Troissy
- Carte géomorphologique de Vincelles



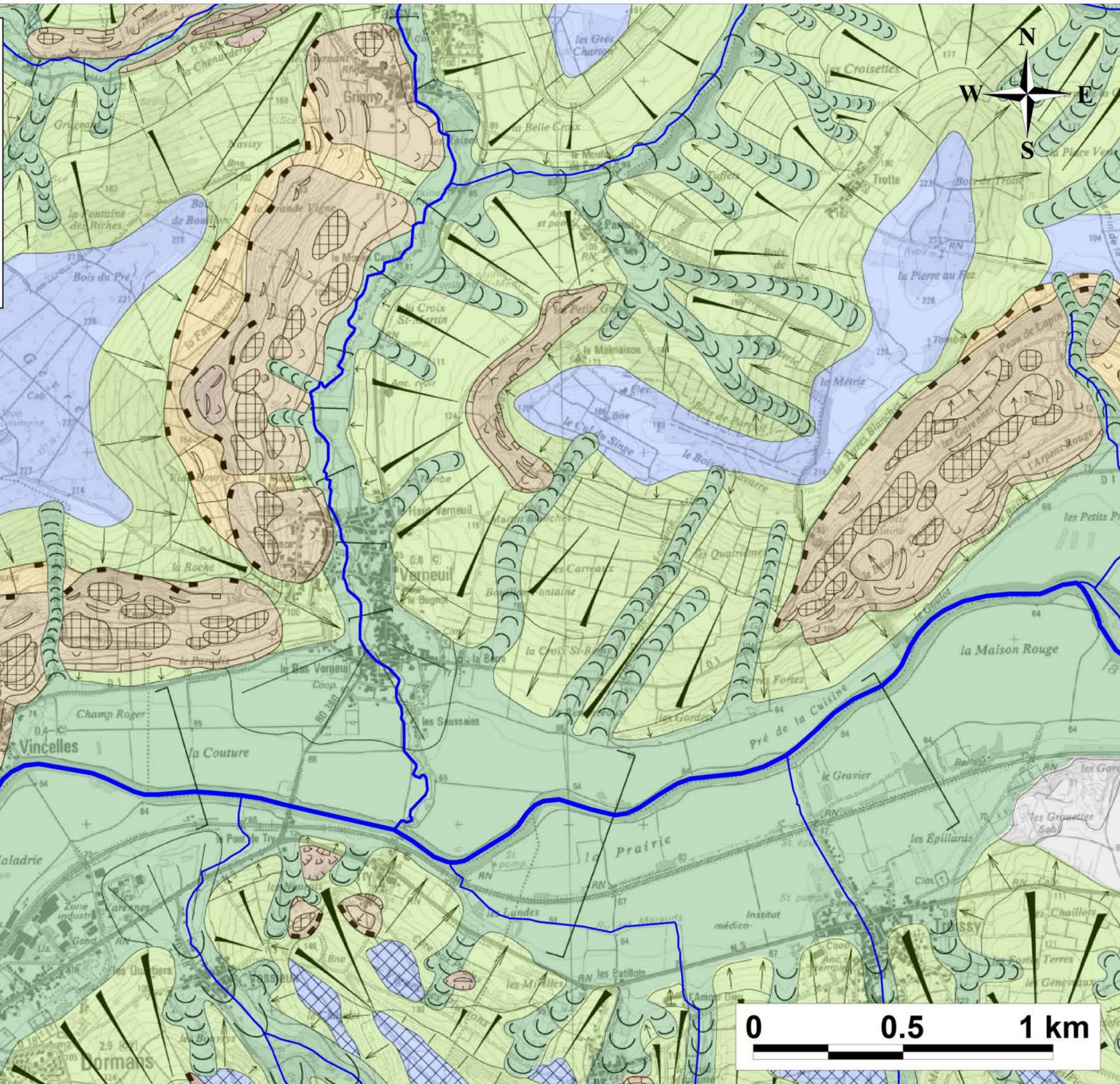
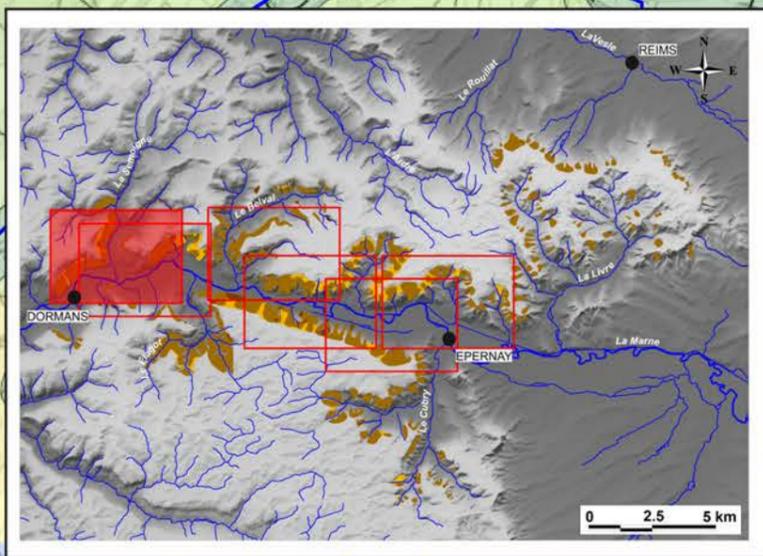




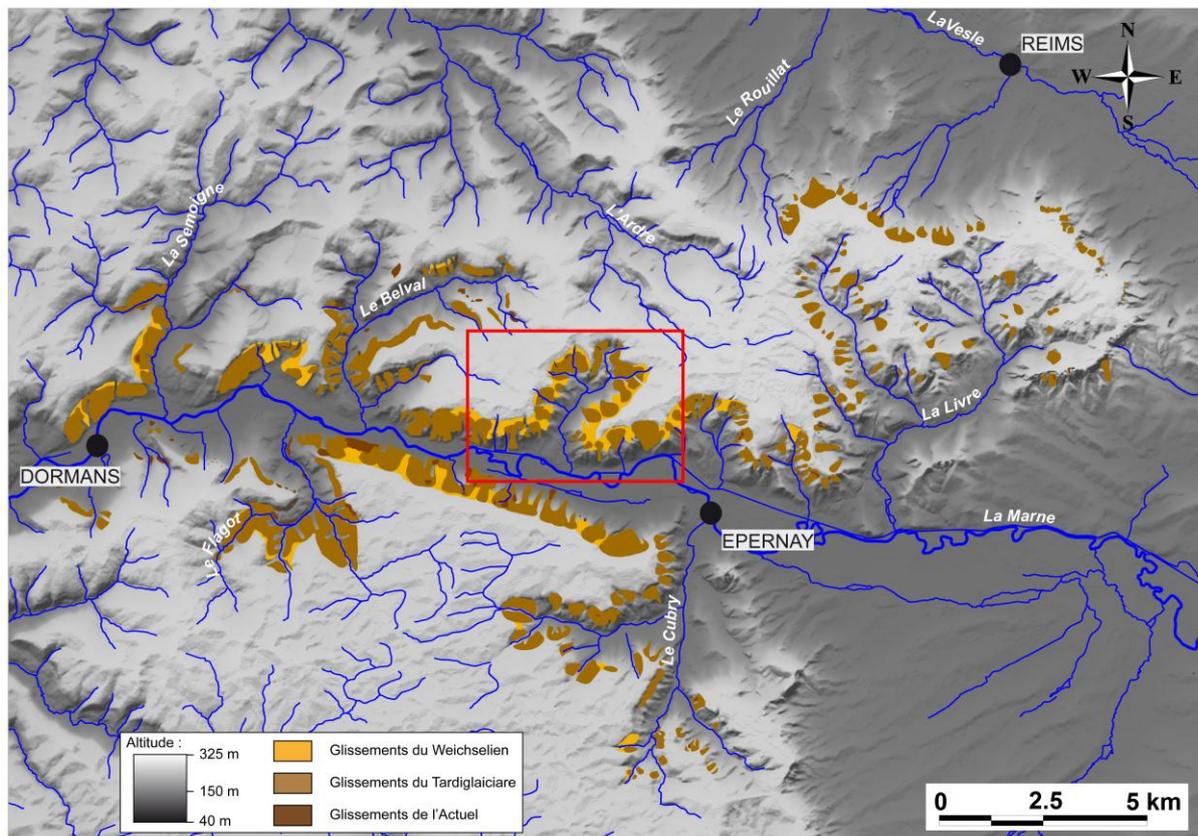






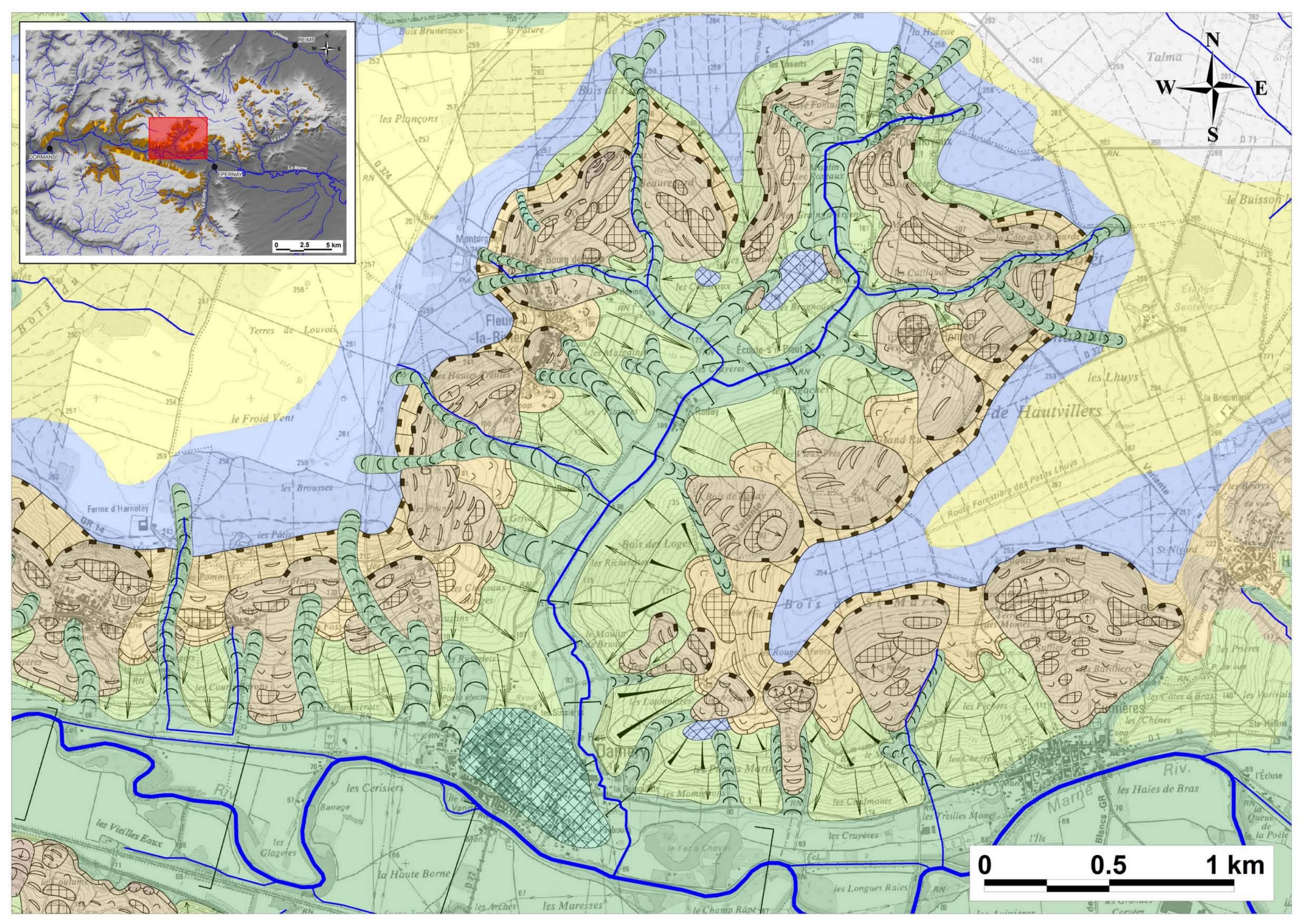
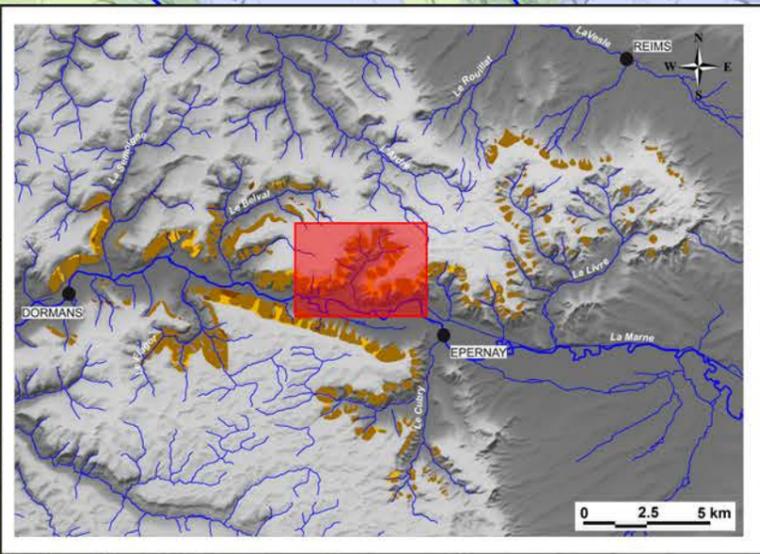


## Carte géomorphologique du bassin versant du Brunet

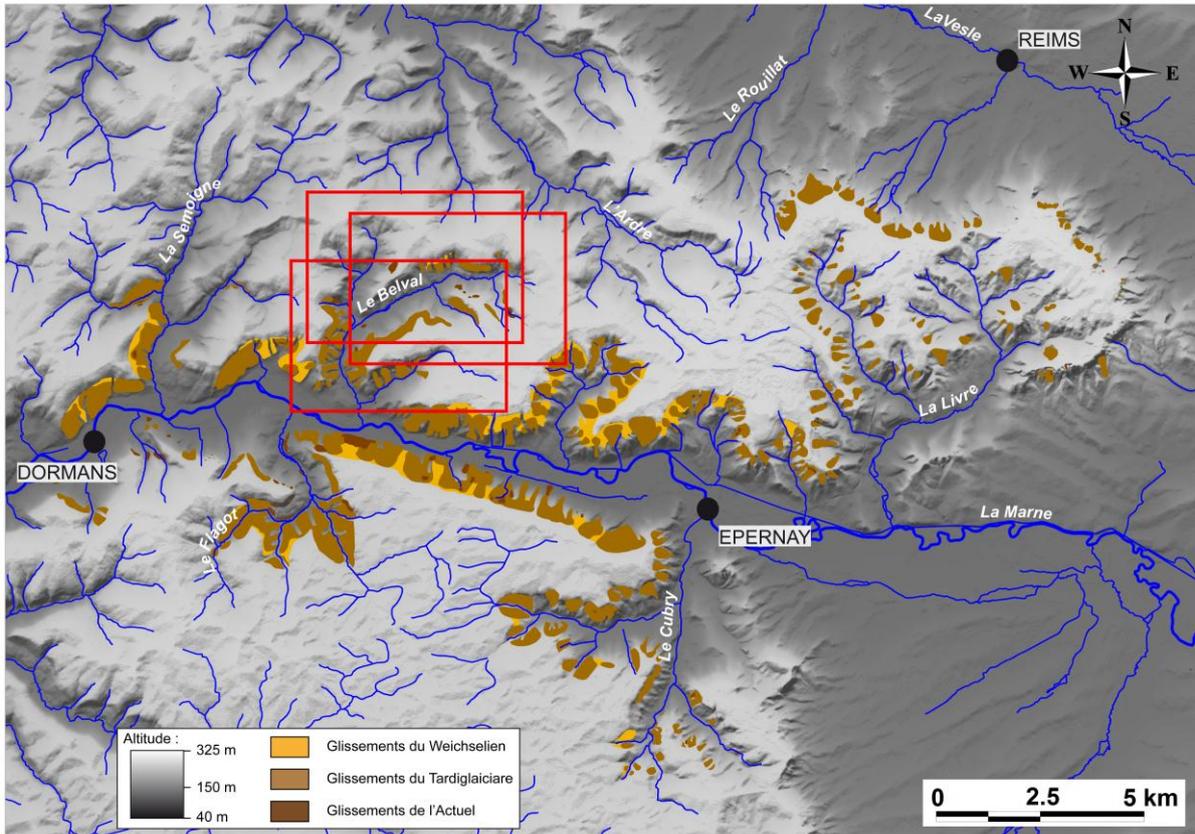


- Carte géomorphologique de Romery



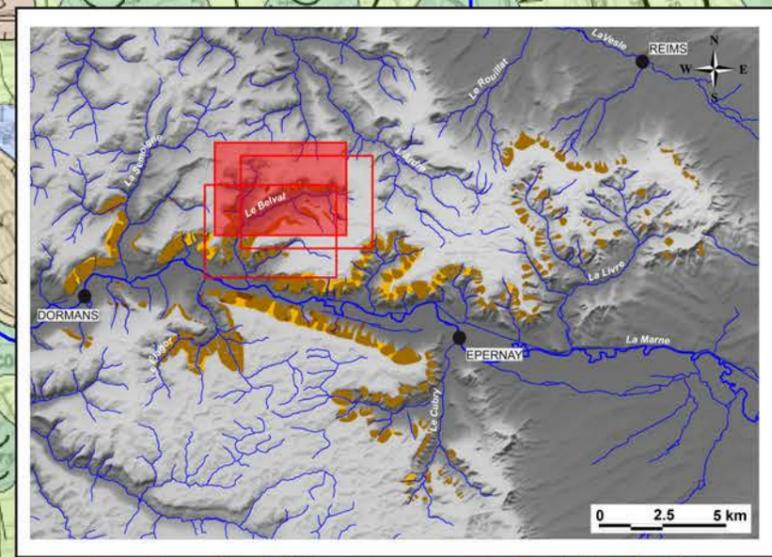
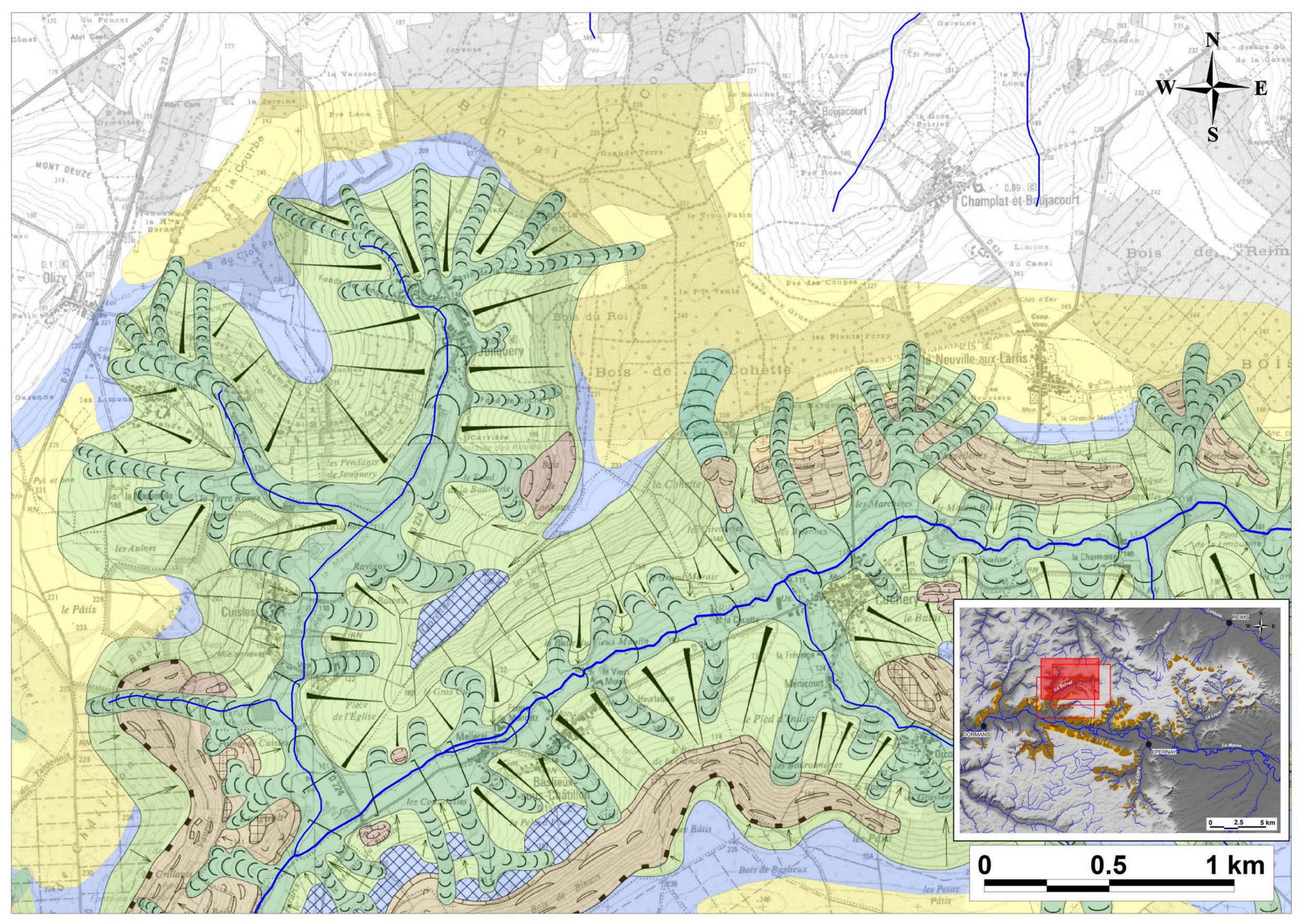


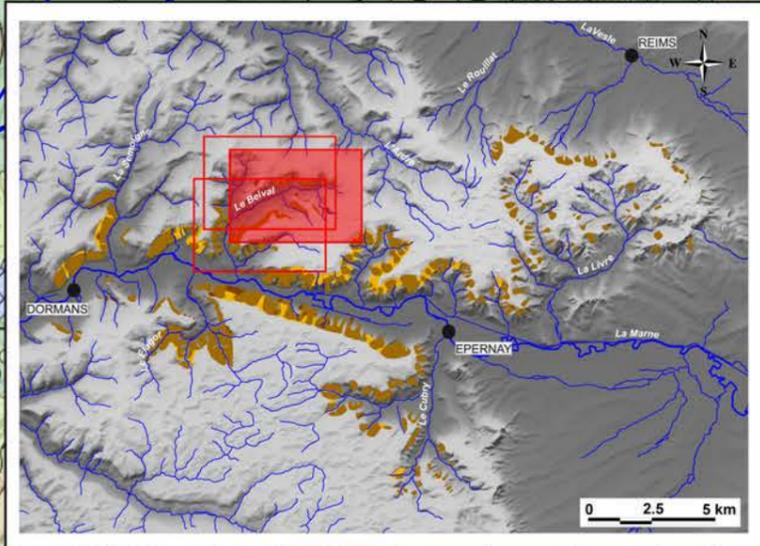
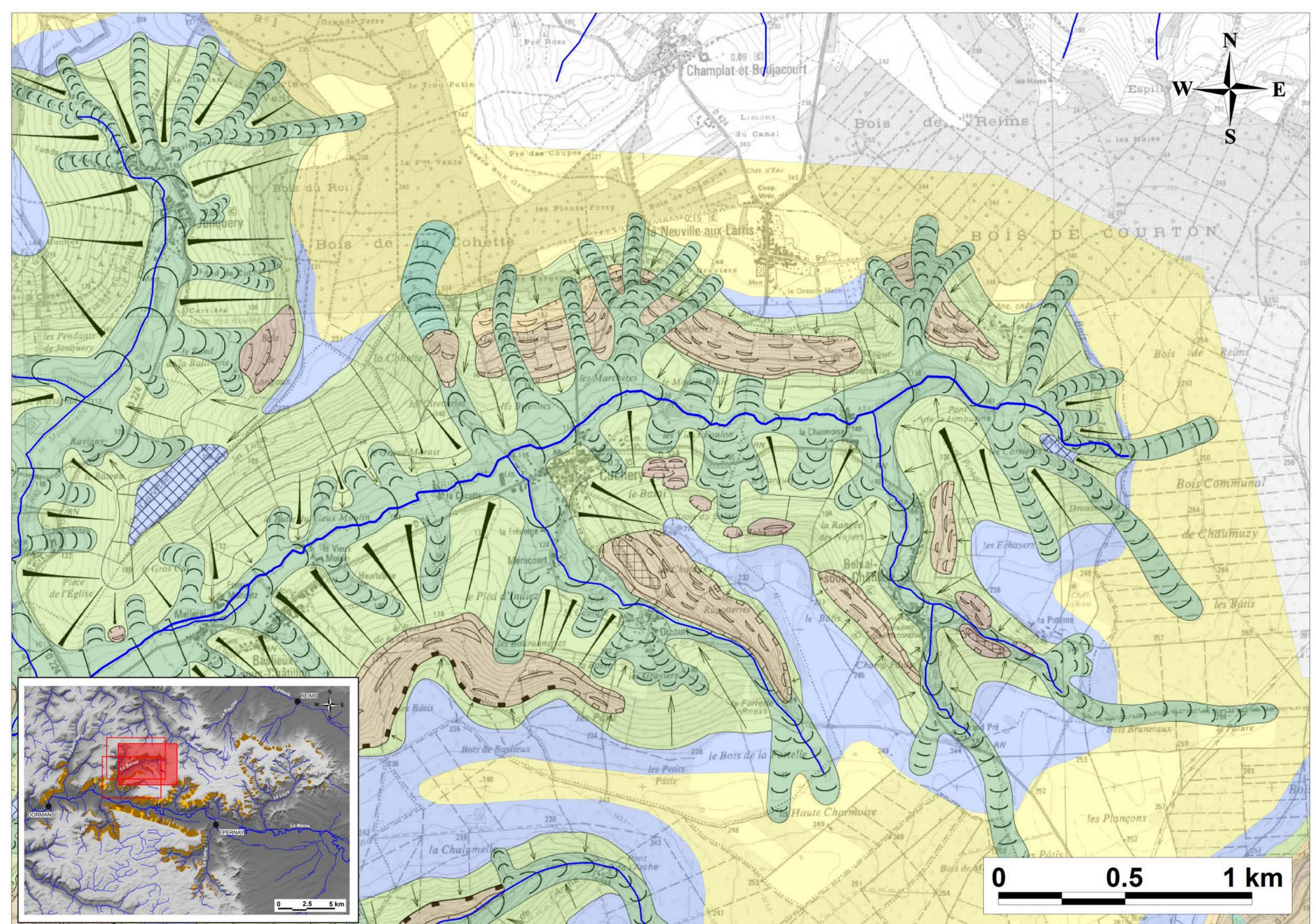
## Cartes géomorphologiques du bassin versant du Belval

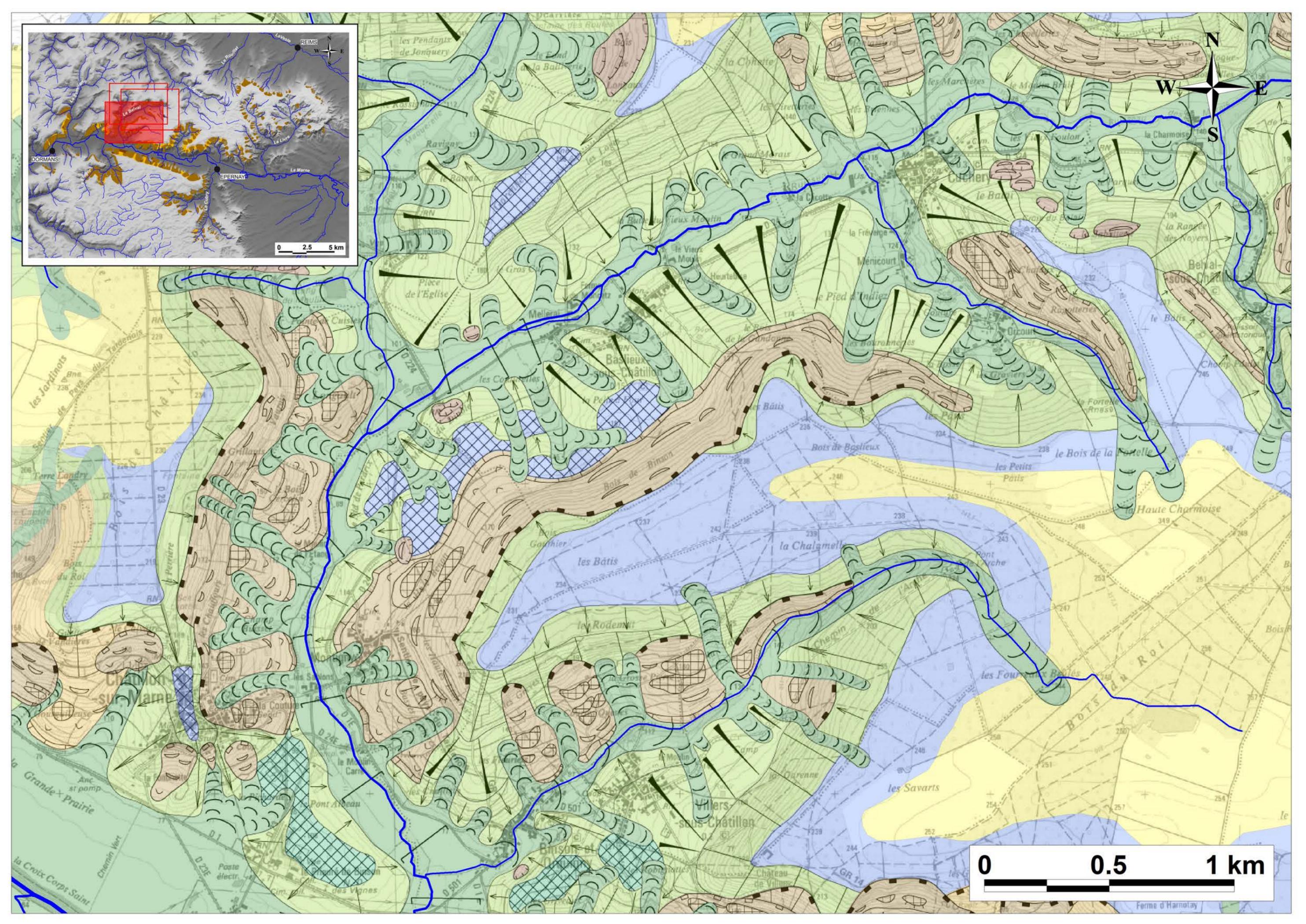
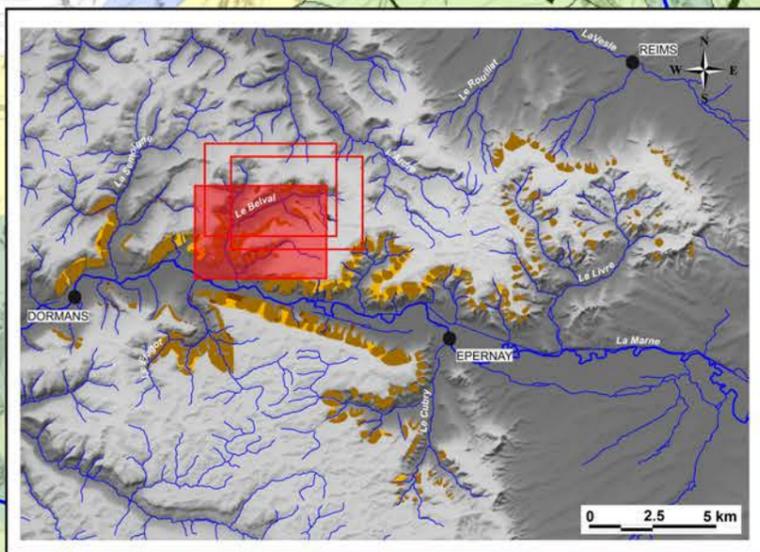


- Carte géomorphologique de Jonquery
- Carte géomorphologique de Cuchery
- Carte géomorphologique de Châtillon-sur-Marne

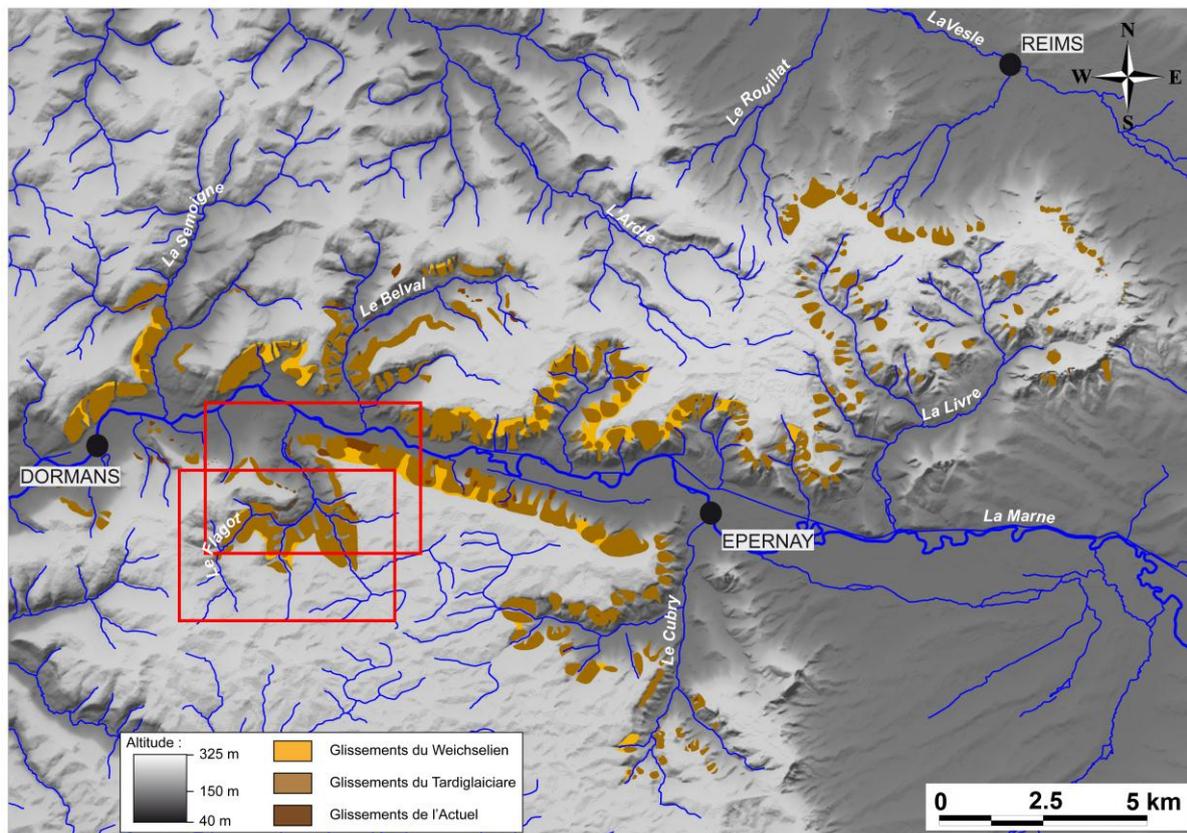








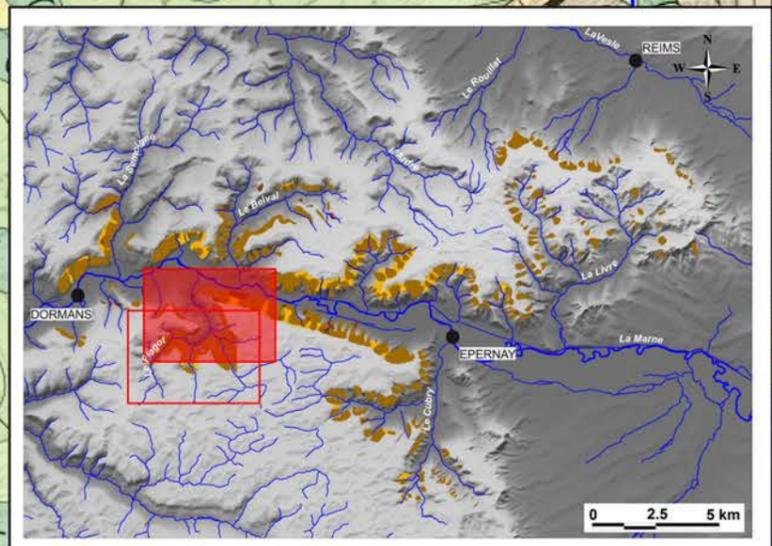
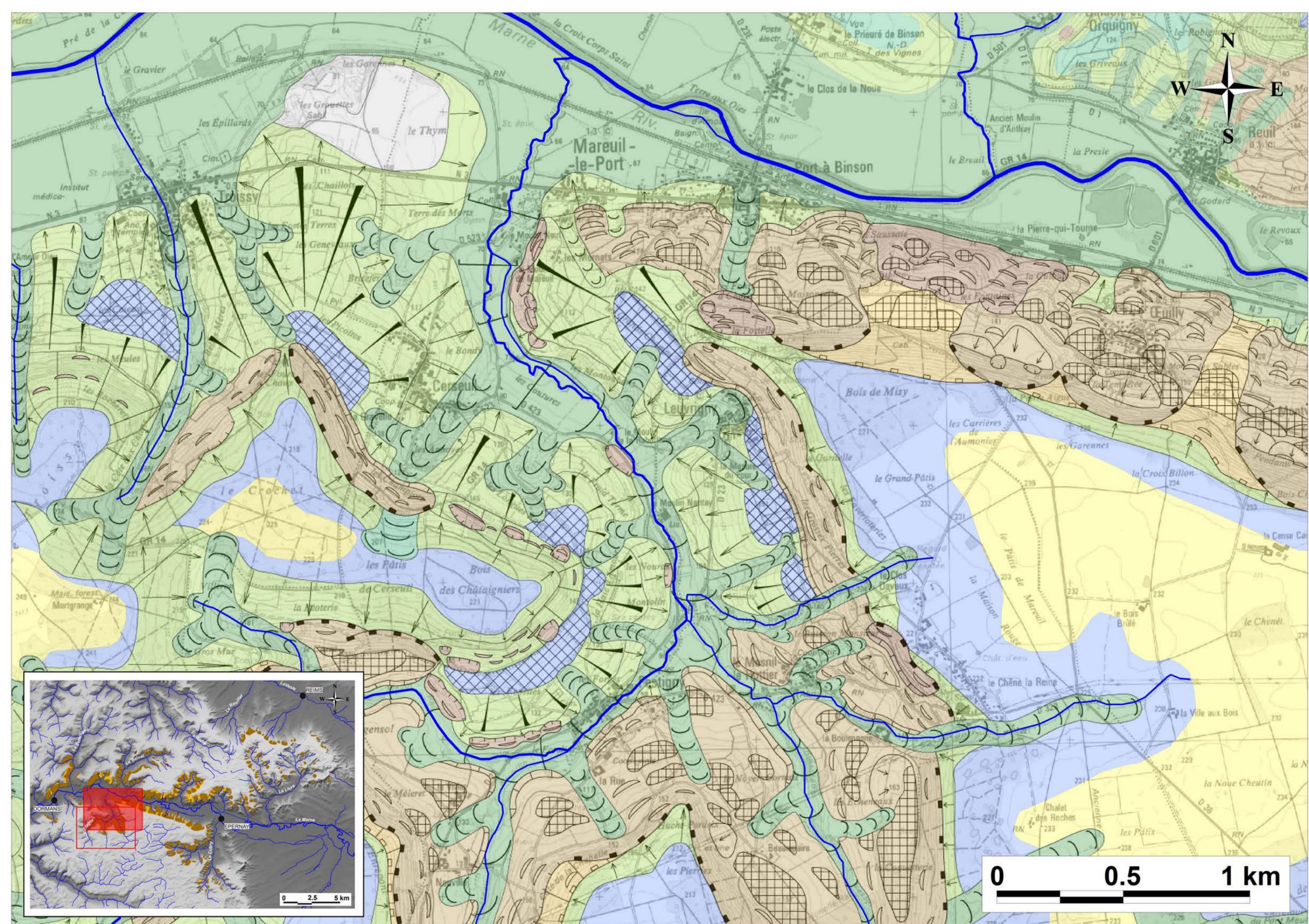
## Cartes géomorphologiques du bassin versant du Flagot



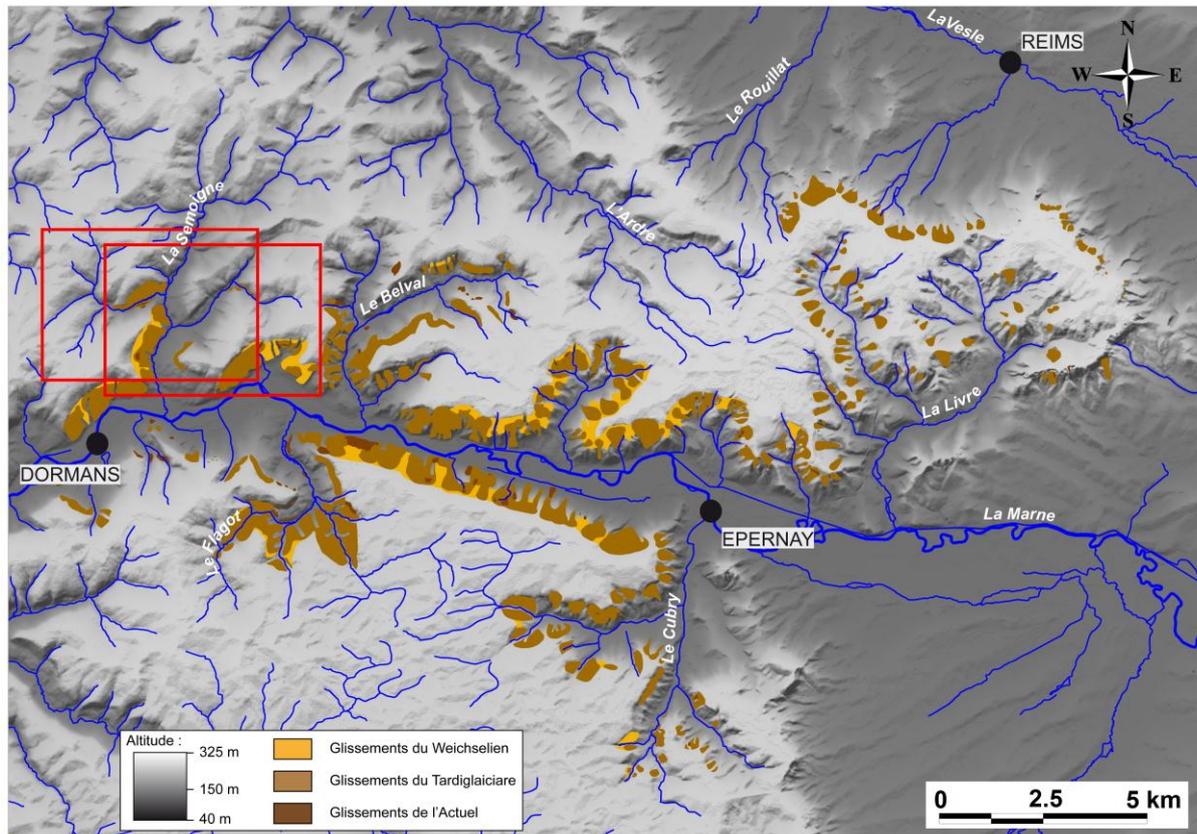
- Carte géomorphologique de Festigny
- Carte géomorphologique de Mareuil-le-Port







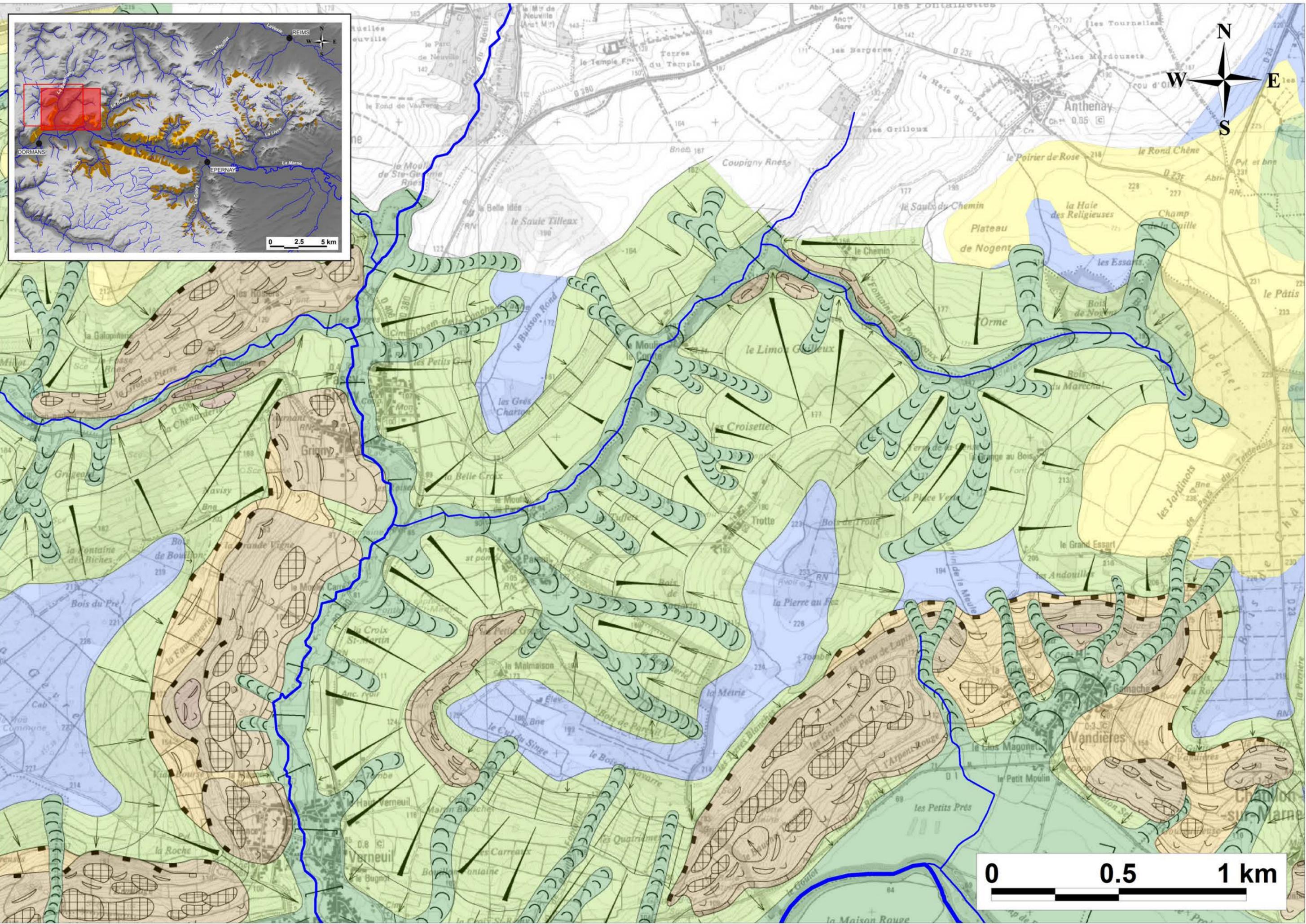
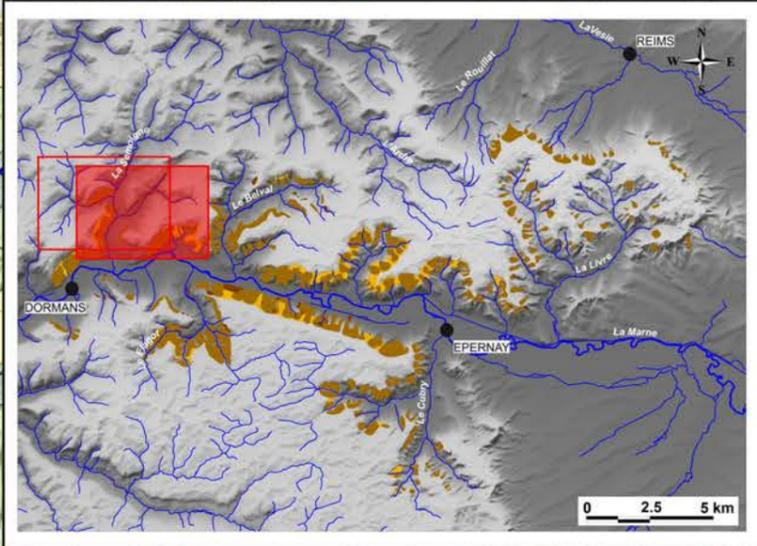
## Cartes géomorphologiques du bassin versant de la Semoigne



- Carte géomorphologique de Champvoisy
- Carte géomorphologique de Passy-Grigny









**Les mouvements de terrain du vignoble champenois.  
Approche géomorphologique et hydrologique**

**Résumé**

Les nombreux mouvements de terrain qui affectent les versants du vignoble champenois sont à l'origine de coûteux dégâts. Les causes de leur déclenchement restent cependant indéterminées. Basé sur une méthodologie pluridisciplinaire, ce travail de recherche vise à comprendre l'origine et le fonctionnement de ces désordres. A l'échelle régionale, deux grands ensembles se distinguent et mettent en avant le rôle de la structure sur les dynamiques géomorphologiques. Au nord, la cambrure de versant domine. D'âge antésaalien, elle s'est produite en phase ana et/ou cataglaciale. Au sud, dans le secteur de la vallée de la Marne et de ses affluents, 264 glissements de terrain, d'âge tardiglaciaire pour la plupart, sont recensés. A l'échelle du bassin versant, les glissements de terrain se situent dans les secteurs à fort rendement hydrologique. En retour, leur présence modifie la répartition spatiale des sources : les plus profonds constituent une couverture semi-perméable déterminant un aquifère semi-captif. A l'échelle locale, les investigations géophysiques et piézométriques permettent de modéliser les relations hydrogéologiques entre formations superficielle et substrat. Il apparaît que les glissements ont une structure très hétérogène, que les circulations d'eau y sont réduites et ralenties dans la masse du mouvement, et enfin que les échanges avec le substrat se produisent le long du plan de cisaillement. Dans ces conditions, l'influence des facteurs climatiques actuels sur la réactivation des glissements est indirecte et faible.

**Mots-clés** : glissement de terrain, cambrure de versant, relief de faible énergie, géomorphologie, ressources en eau, vignoble champenois

---

**Landslides in Champagne vineyards.  
Geomorphological and hydrological approach**

**Abstract**

The numerous mass movements affecting the Champagne vineyards slopes cause expensive damages. However, triggering factors are still unknown. Using a multidisciplinary methodology, this research aims to understand the origin and the behavior of these instabilities. At a regional scale, two major groups are distinguished and show the importance of the geological structure on the geomorphological dynamics. Northwards, valley-side cambering of pre-Saalian age predominates. It took place during ana and/or cataglacial phase. Southwards, in the Marne valley and its tributaries area, 264 landslides, most of them dating from Tardiglacial period, are inventoried. At the watershed scale, areas with a high quantity of landslides correspond to the sectors of high hydrological yields. In return, the presence of landslides alters the spatial distribution of springs: deepest landslides constitute a semi-permeable cover leading to semi-confined aquifers. At the local scale, geophysical and piezometric investigations make it possible to model the hydrogeological relationship between superficial formations and substratum. It appears that landslides structure is heterogeneous, that the circulation of water is limited and slow in the landslide, and that the exchanges with substratum occur along the shear plan. Under these conditions, the influence of climatic factors on the current reactivations is both indirect and weak.

**Key-words**: landslide, valley-side cambering, low energy relief, geomorphology, water resources, Champagne vineyard

---