



HAL
open science

Les glissements de terrain du Pays d’Auge continental (Normandie, France) Caractérisation, cartographie, analyse spatiale et modélisation

Mathieu Fressard

► **To cite this version:**

Mathieu Fressard. Les glissements de terrain du Pays d’Auge continental (Normandie, France) Caractérisation, cartographie, analyse spatiale et modélisation. Géographie. Université de Caen, 2013. Français. NNT: . tel-00968473

HAL Id: tel-00968473

<https://theses.hal.science/tel-00968473>

Submitted on 1 Apr 2014

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

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

Les glissements de terrain du Pays d'Auge continental (Normandie, France)

Caractérisation, cartographie, analyse spatiale et modélisation

Directeur de thèse : Pr. Olivier Maquaire

Membres du jury :

M ^{me} Monique Fort	Professeur des Universités	Université de Paris 7 Denis Diderot (rapporteur)
M. Gilles Grandjean	Chercheur BRGM (HDR)	BRGM Orléans (examineur)
M. Frank Lavigne	Professeur des Universités	Université de Paris 1 Panthéon-Sorbonne (rapporteur)
M. Olivier Maquaire	Professeur des Universités	Université de Caen Basse-Normandie (directeur de thèse)
M. Denis Mercier	Professeur des Universités	Université de Nantes (examineur)
M. Yannick Thiery	Docteur-Ingénieur	Euro engineering Pau (examineur)

Les glissements de terrain du Pays d'Auge continental (Normandie, France)

Caractérisation, cartographie, analyse spatiale et modélisation

Directeur de thèse : Pr. Olivier Maquaire

Membres du jury :

M ^{me} Monique Fort	Professeur des Universités	Université de Paris 7 Denis Diderot (rapporteur)
M. Gilles Grandjean	Chercheur BRGM (HDR)	BRGM Orléans (examineur)
M. Frank Lavigne	Professeur des Universités	Université de Paris 1 Panthéon-Sorbonne (rapporteur)
M. Olivier Maquaire	Professeur des Universités	Université de Caen Basse-Normandie (directeur de thèse)
M. Denis Mercier	Professeur des Universités	Université de Nantes (examineur)
M. Yannick Thiery	Docteur-Ingénieur	Euro engineering Pau (examineur)

Sommaire

Sommaire	3
Remerciements	5
Introduction générale	9
<u>Première partie</u> - 7cbHYI hY [fbffU`XY`U`fYWYfWY.....	17
Chapitre 1 - Constats et besoins de recherche	19
Chapitre 2 - Cadre physio-géographique régional.....	47
<u>Seconde partie</u> - Mouvements de versant de la partie continentale du Pays d'Auge	71
Chapitre 3 - Les mouvements de versant de la partie continentale du Pays d'Auge : Typologie et description	73
Chapitre 4 -Inventaire des mouvements de versant.....	125
<u>Troisième partie</u> - Cartographie de la susceptibilité aux glissements de terrain	163
Chapitre 5 - Facteurs de prédisposition et variables prédictives pour la modélisation de la susceptibilité	165
Chapitre 6 - Cartographie experte et semi-experte de la susceptibilité.....	209
Chapitre 7 - Modélisation probabiliste de la susceptibilité.....	239
Conclusion générale	291
Références bibliographiques.....	297
Table des figures	315
Liste des tableaux.....	323
Table des matières.....	325

Remerciements

Ce travail est l'aboutissement de quatre années de recherche réalisées au sein du laboratoire LETG-Caen-Géophen. Bien qu'il soit à la base, destiné à être un travail personnel, les nombreuses personnes ayant collaboré en font finalement un projet largement collectif. Qu'il me soit permis ici de remercier l'ensemble des personnes ayant participé, de près ou de loin à la conduite de cette thèse.

Je désire en premier lieu exprimer toute ma gratitude envers mon directeur de thèse **Olivier Maquaire** qui me suit maintenant depuis le master 1. Je le remercie pour son encadrement exemplaire, alliant à la fois beaucoup d'autonomie mais également un suivi au jour le jour. Son souci d'optimiser les conditions de recherche, d'enseignement et de favoriser les collaborations m'a permis de réaliser ce travail dans des conditions idéales. J'ai beaucoup appris à ses côtés et apprécié sa franchise, sa rigueur scientifique et ses nombreux conseils. Je salue également son soutien sans faille lors de la dernière étape de la rédaction.

Je tiens à sincèrement remercier les deux rapporteurs de ce travail, **Monique Fort** Professeur des Universités au laboratoire PRODIG (Université de *Paris 7 Diderot*) et **Franck Lavigne** Professeur des Universités au laboratoire LGP (Université *Paris 1 Panthéon-Sorbonne*), qui me font l'honneur d'accepter la charge de l'évaluation de ce travail. Je remercie également **Gilles Grandjean**, Docteur-Ingénieur à la Direction Risques et Prévention au Bureau de la Recherche Géologique et Minière d'*Orléans*, **Denis Mercier**, Professeur au laboratoire LETG-Nantes-Géolittomer et **Yannick Thiery**, Docteur-Ingénieur à Euro-Engineering (*Pau*) pour avoir accepté de faire partie de ce jury. Tous ont souscrit sans hésiter à cette tâche supplémentaire, malgré leurs nombreuses charges et leurs emplois du temps très serrés.

Un grand merci à **Yannick Thiery**, véritable pilier de ce travail de recherche, pour sa contribution plus que significative à mon initiation à la statistique spatiale et à l'emploi des modèles probabilistes, ainsi que pour les nombreuses discussions passionnées qui ont suivi. Il a été présent tout au long de ce travail, malgré l'éloignement. Je le remercie pour ses quelques visites à *Caen* pour les comités de suivi de thèse, qui se sont systématiquement déroulés dans une ambiance conviviale et décontractée.

Cette thèse a été réalisée grâce à l'obtention d'une allocation de recherche MENRT, d'un poste de moniteur puis d'un poste d'ATER à l'Université de *Caen Basse-Normandie*. Qu'il me soit ainsi permis de remercier les deux directeurs successifs de l'UFR de Géographie, **Stéphane Costa** et **Philippe Madeline** de m'avoir donné l'occasion d'exercer ces fonctions dans des conditions optimales.

Outre ce soutien officiel, cette recherche s'est également déroulée au jour le jour dans un contexte où des relations et collaborations informelles se tissent et contribuent grandement à l'avancement des projets.

Je remercie **Marianne Font** et **Daniel Amorèse** du laboratoire Morphodynamique Continentale et Côtière (M2C) de *Caen*, pour la collaboration engagée sur les investigations par tomographie électrique sur certains glissements du *Pays d'Auge*. Merci pour leur précieuse aide sur le terrain et dans le traitement des données.

Merci au professeur **Jordi Corominas** d'avoir accepté de participer à un comité de suivi de thèse. J'ai beaucoup apprécié son regard critique sur le travail et la justesse de ses conseils.

Merci à **Benoit Vittecoq** Directeur régional du BRGM *Basse-Normandie* et **Pierre Pannet**, Ingénieur Géologue au BRGM *Haute-Normandie* pour l'intérêt qu'ils ont porté au sujet et pour les discussions engagées sur la cartographie des formations superficielles de *Normandie*.

J'adresse également mes remerciements aux deux directeurs successifs du laboratoire LETG-Caen-Géophen **Daniel Delahaye** et **Olivier Maquaire** pour m'avoir accueilli chaleureusement au sein du laboratoire.

Je remercie très chaleureusement **Robert Davidson**, pour sa sympathie et son immense disponibilité. Je suis très honoré d'avoir pu suivre sa formation rigoureuse de géodésie et de systèmes de projection cartographique.

Merci à **Laetita Birée** et à **Abdelkim Bensaïd** pour leur précieuse aide dans leurs spécialités respectives : les analyses de laboratoire et les Systèmes d'Information Géographique.

Toute ma reconnaissance envers les enseignants-chercheurs du laboratoire qui ont pris le temps de m'écouter et de répondre à mes questions, que ce soit pour des problèmes de recherche ou d'enseignement. Merci à **Jean-Michel Cador**, **Olivier Cantat**, **Stéphane Costa**, **Daniel Delahaye**, **Laurent Lespez** et **Anne-Julia Rollet**.

Merci également à **Blandine Parey** et **Catherine Baumont** pour le temps passé à la relecture de ce mémoire.

Quelques mots pour remercier mes collègues doctorants (pour la plupart déjà en poste) avec qui j'ai entretenu des relations amicales tout au long de ces quatre années : **Aline**, **Augustin**, **Candide**, **Élise**, **Marie-Anne**, **Maxime**, **Pauline**, **Philippe**, **Sébastien** et **Vincent**. Une pensée spéciale pour l'équipe des "juniors", **Romain**, **Thibault**, **Arthur** et **Axel**, pour leur bonne humeur au jour le jour, et également pour leur vaste élan de solidarité lors des derniers jours de la rédaction ! À charge de revanche... Je ne manquerais pas d'évoquer le cas à part de **Candide** avec qui j'ai partagé bon nombre de galères sur les glissements de terrain du *Pays d'Auge*, entre *Villerville*, *Alderaan* et la basse vallée de la *Touques*.

Dans ce travail à forte composante "terrain", de nombreux étudiants de master ont participé à certains levés et missions. Qu'ils en soient remerciés. Je suis particulièrement reconnaissant envers **Marion Brosseau** et **Vincent Gestain** qui ont contribué de manière significative à l'avancement de ces travaux.

Je remercie mes collègues et maintenant amis Italiens, **Martina**, **Carla**, **Federico**, **Luca**, **William** et **Jean-Pascal**, amateurs de "frane" des Universités de "Modena e

Reggio Emilia“ et de *“Firenze”* pour les bons moments passés durant les écoles thématiques, colloques et maintenant simples visites amicales. Merci notamment à **Jean-Pascal** pour ses conseils en matière de modélisation de la propagation des glissements même si rien n’a, pour l’instant, pu aboutir.

Je remercie également l’ensemble de mes amis Argentanais et Caennais, qui ont su à la fois me faire penser à autre chose et également à me faire taire quand j’en parlais trop. Je ne me lancerai pas dans une liste exhaustive, mais je citerai cependant ceux qui ont accepté de venir m’accompagner sur le terrain lors des inventaires, bravant ainsi le danger des sangliers, chasseurs et autres chiens de garde des belles propriétés augeronnes. Merci donc à **Juliette, Roland et Franz** !

Je remercie plus largement toutes les personnes qui m’ont demandé : *“alors ? ça avance ?”* lors du dernier mois de rédaction !...

Je tiens à remercier ma famille et mes proches, partiellement délaissés cette dernière année. Tous m’ont encouragé dans le *“rush”* final. Je remercie plus particulièrement **ma mère et Phil**. pour leur relecture de certains chapitres de la thèse.

Enfin, ma dernière pensée ira, bien entendu, à **Aline** qui a énormément compté ces dernières années et à qui je dois énormément de choses. *“Après avoir survécu à ces années de durs labeurs, le meilleur est devant nous!!”*, je confirme...

Introduction générale

Problématique

Les mouvements de versant résultent du déplacement d'une masse rocheuse, de débris ou de sol sur une pente sous l'effet de la gravité.

Ils recouvrent une large gamme de phénomènes naturels allant de la coulée boueuse aux écroulements rocheux. Ces phénomènes sont liés à différents **facteurs de prédisposition** comme la pente, la lithologie ou l'occupation du sol ; et à des **facteurs de déclenchement**, tels que les précipitations intenses ou prolongées, la fonte des neiges, les séismes ou les actions anthropiques diverses.

Ils peuvent être actifs, inactifs ou dormants et peuvent affecter une surface réduite ou bien des versants entiers sur des profondeurs variables. Toutes ces caractéristiques en font un phénomène complexe de la géomorphologie (Terzaghi, 1960).

Lorsqu'ils interfèrent avec les activités humaines, ces phénomènes deviennent de véritables risques naturels majeurs responsables de dommages conséquents en termes financiers et/ou de vies humaines. Les statistiques mondiales (Gares *et al.*, 1994 ; Alcántara-Ayala, 2002 ; Neumayer & Barthel, 2011) montrent que les mouvements de versant ne sont responsables que d'une proportion limitée des dommages et pertes humaines engendrés par les phénomènes naturels. Schuster (1996) souligne cependant que les conséquences socio-économiques des mouvements de versant restent largement sous-estimées dans la mesure où les dégâts générés sont souvent associés à leur(s) facteur(s) de déclenchement (inondations, tempêtes, séismes etc.).

Ce constat met donc en évidence l'importance et l'enjeu scientifique résidant dans la nécessité de prédire l'occurrence spatiale et temporelle de ces événements (déclenchement et/ou réactivation). Outre les méthodes dites "*curatives*" ou "*actives*" visant à "*réparer*" les dégâts causés par les aléas naturels ou à mettre en œuvre des moyens techniques importants pour stabiliser les terrains (drainage, confortement etc.), les méthodes préventives sont d'une réelle utilité puisqu'elles visent à identifier les zones les plus instables potentiellement, permettant ainsi d'éviter des erreurs d'aménagement. Cependant la complexité et la non linéarité spatiale et temporelle des processus de mouvements de versant rendent ces démarches cartographiques très

difficiles à mettre en place et posent de nombreuses questions scientifiques. Ces questions portent à la fois sur la compréhension des processus et sur les méthodes permettant de cartographier les phénomènes et de prédire spatialement l'aléa.

Toutes ces questions, liées avant tout à une demande sociale, se sont traduites par un investissement important de la recherche scientifique dans le domaine des instabilités de versant. Ainsi, depuis les années 1990, de nombreux programmes de recherche internationaux ont été engagés tels que le “*Natural Hazard Program*” ou le programme “*Stratégie internationale pour la prévention des catastrophes naturelles*” soutenus, entre autres, par l'UNESCO, l'ONU et la Banque Mondiale¹. Ces efforts se sont notamment soldés en 2002 par la création de l'ICL² (“*International Consortium on Landslides*”). Cette institution internationale travaille à promouvoir la recherche sur les mouvements de versant dans un cadre appliqué (cartographie préventive, construction, éducation, etc.), ainsi qu'à faciliter le lien entre les scientifiques et les décideurs.

En Europe, de nombreux efforts de recherche ont été engagés par le biais de la création en 1988 du *Centre Européen sur les Risques Géomorphologiques (CERG)*³. Ce centre porte depuis 1991 quatorze programmes de recherche principalement orientés sur la compréhension et la gestion des risques hydrogravitaires (mouvements de versant principalement), comme par exemple les programmes *ALARM*⁴ et *Mountain risks*⁵. D'autres institutions européennes sont également largement impliquées dans la recherche sur les risques naturels comme le “*Join Research Center*”⁶. Ce centre de recherches comprend une branche spécifiquement orientée sur la caractérisation et cartographie des risques de mouvements de versant *JTC-1 (Join Technical Committee on Landslides and Engineered Slopes)*. Plus récemment (2008-2011) le programme européen *SafeLand (living with landslide risk in europe)* illustre, là encore, la volonté commune d'améliorer la connaissance et les modes de protection/prévention contre ces aléas naturels.

Tous ces programmes et institutions convergent vers quatre objectifs communs visant à :

- (1) améliorer la connaissance sur le fonctionnement et les mécanismes des phénomènes hydrogravitaires ;
- (2) développer, améliorer et harmoniser les méthodes quantitatives de cartographie de l'aléa et du risque à différentes échelles ;
- (3) anticiper les impacts potentiels des changements globaux envisagés sur les processus et identifier les zones les plus vulnérables ;
- (4) proposer un soutien technique, pratique et stratégique aux autorités locales en charge de la gestion des risques naturels.

¹ www.unesco.org/new/en/natural-sciences/special-themes/disaster-preparedness-and-mitigation/natural-hazards

² <http://icl.iplhq.org/category/home-icl/>

³ www.cerg.eu/

⁴ Assessment of Landslide Risk and Mitigation in Mountain Areas (2002-2004), www.cerg.eu

⁵ Mountain risks : From prediction to management and governance (2007- 2010) www.unicaen.fr/mountainrisks

⁶ Le “*Join Research Center - European Landslides expert group*”, a été créé par la commission européenne en 2007 afin de porter des projets collaboratifs de soutien aux décideurs et aménageurs de l'Union Européenne sur la thématique des glissements de terrain. <http://eussoils.jrc.ec.europa.eu>

La très grande majorité des recherches menées sur les mouvements de versant est conduite dans les milieux montagnards, là où les processus sont spectaculaires et entraînent de nombreux enjeux en termes de protection/prévention. Citons, à titre d'exemple des régions largement investiguées en Europe comme l'*Ombrie*, les *Dolomites* en Italie (Chung & Fabbri, 2003 ; Guzzetti *et al.*, 2006) et plus localement, en France le *bassin de Barcelonnette* (Maquaire *et al.*, 2003 ; Malet, 2003 ; Thiery, 2007). Les mouvements de versant littoraux sont également bien connus. Beaucoup de recherches sont menées en Angleterre sur *l'île de Wight* (Ibsen & Brunnsden, 1996 ; Hutchinson & Bromhead, 2002) ou encore sur les côtes du *Dorset* (Brunnsden & Jones, 1972 ; Brunnsden *et al.*, 1976). D'autres travaux sur les glissements côtiers sont également menés sur les côtes du *Portugal* (Marques *et al.*, 2011) ou en France sur les côtes de la *Haute* et de la *Basse-Normandie* (Maquaire, 1990 ; Costa *et al.*, 2003 ; Costa *et al.*, 2004 ; Lissak, 2012).

Il existe cependant en Europe du nord-ouest de nombreux secteurs de plateaux et de collines également largement affectés par des phénomènes d'instabilité de versant. Ils sont soumis à des processus différents, plus discrets, moins intenses en terme de volumes ou de vitesses et se caractériseraient par une occurrence spatio-temporelle plus réduite. Ces phénomènes ne constituent pas une menace directe pour les vies humaines. Les préjudices causés sont généralement moins importants mais, peuvent engendrer par effet cumul et dépassement de seuils de tolérance des pertes financières sérieuses. Ces régions se localisent principalement sur les rebords de plateaux et régions de collines des bassins sédimentaires mésozoïques du nord-ouest de l'Europe ; citons à titre d'exemple les côtes de la *Champagne* en France (van den Eeckhaut *et al.*, 2010) du *Yorkshire* en Angleterre (Foster *et al.*, 2007), les collines de *Bonn* en Allemagne (Schmidt & Dikau, 2004), les *Ardennes Flamandes* et le *Pays de Herve* en Belgique (Demoulin & Pissart, 1999 ; van den Eeckhaut *et al.*, 2006) ou bien encore les versants du *Pays d'Auge* en Normandie (Masson, 1976 ; Fressard *et al.*, 2010). Ces régions ont fait l'objet de moins d'attention de la part de la communauté scientifique comme l'illustre le volume limité de publications à leur sujet en comparaison aux secteurs de montagne.

Le *Pays d'Auge* fait partie de ces régions largement affectées par les phénomènes de mouvements de terrain. Depuis une trentaine d'années, la recherche locale sur ces phénomènes s'est principalement focalisée sur les versants littoraux en raison de la survenance dans les années 1980 de plusieurs glissements destructeurs (Flageollet & Helluin, 1987 ; Flageollet, 1989 ; Maquaire, 1990 ; Lissak, 2012). Ceci a eu pour effet de minimiser l'importance accordée aux mouvements de terrain continentaux. En comparaison avec les glissements côtiers, les mouvements de terrain continentaux du *Pays d'Auge* restent assez mal connus, tant du point de vue de la typologie, que de leurs facteurs de prédisposition et de déclenchement. Pourtant, ceux-ci ne sont pas sans entraîner des conséquences sérieuses comme l'illustrent les exemples des glissements de *Saint-Martin-de-la-Lieue* (commune de *Lisieux*) en 1988 ou de *Sarlabot* (commune de *Dives-sur-Mer*) en 2001. Ceci pose donc la question de la gestion durable de ces territoires en intégrant aux schémas d'aménagement des outils cartographiques permettant de prédire la localisation potentielle des phénomènes pouvant porter atteinte aux infrastructures (routes et bâti principalement). Ce constat se traduit également par la volonté politique locale de gestion/prévention des risques naturels, avec l'intégration de 2005 de la problématique des mouvements de terrain aux Schémas de Cohérence Territoriale du *Nord Pays d'Auge* (DDRM, 2012).

Pour la cartographie des aléas naturels, il existe un consensus depuis une vingtaine d'années définissant deux grand types d'approches possibles (van Westen *et al.*, 2006).

Les premières approches appelées approches “*expertes*” ou approches “*directes*” consistent à laisser le géomorphologue ou l'ingénieur en charge de l'étude, définir lui-même, sur la base de sa propre expérience du terrain et/ou de cas similaires, l'importance à attribuer à chaque variable ainsi que leur répartition sur la zone à étudier. Ces méthodes sont largement employées à l'échelle mondiale pour l'établissement de cartes d'aléa. En France, la procédure des **Plans de Prévention des Risques** (PPR) prévoit l'utilisation de méthodes directes (MATE & METL, 1999). Celles-ci sont rapides à mettre en place et reproductibles, mais elles sont souvent critiquées par les scientifiques notamment pour leur manque d'objectivité et les nombreuses sources d'erreurs associées. Ces erreurs proviennent de deux sources principales :

- (1) la nature discontinue des phénomènes dans le temps et dans l'espace et la difficulté de leur prédiction ;
- (2) le choix et la pondération des facteurs de prédisposition et/ou la restitution cartographique du zonage (généralement fait manuellement).

Les secondes approches, appelées approches “*indirectes*” ou “*quantitatives*” sont souvent considérées par les scientifiques comme plus objectives. Ces dernières utilisent des outils statistiques intégrés aux SIG visant à identifier des relations statistiques entre la localisation des mouvements de versant connus et un certain nombre de facteurs explicatifs représentés sous forme cartographique (facteurs de prédisposition/variables prédictives). Ces méthodes ont été largement testées, approuvées et améliorées par les scientifiques depuis les années 1990 (Carrara *et al.*, 1995 ; Guzzetti *et al.*, 1999 ; van Westen, 2000 ; van Westen *et al.*, 2003), mais ne sont que très rarement utilisées pour des procédures de cartographie réglementaire (Malet & Maquaire, 2008 ; Corominas & Mavrouli, 2012). Depuis 2008, le JRC, au travers de son rapport “*Guidelines for landslide susceptibility, hazard and risk zoning for land use planning*” (Fell *et al.*, 2008a ; Fell *et al.*, 2008b) recommande l'utilisation des méthodes indirectes pour les procédures de cartographie de la susceptibilité, de l'aléa et du risque de mouvements de terrain dans un cadre opérationnel.

Cependant, ces méthodes sont généralement utilisées à **petite échelle** et **mésos échelle** (du 1/1.000.000^{ème} au 1/25.000^{ème}) mais encore assez **rarement à échelle dite “large”** (1/10.000^{ème}), (Thiery, 2007) considérée comme l'échelle de référence pour la cartographie réglementaire des risques naturels en France (MATE & METL, 1999). Cette lacune est principalement due à la difficulté d'obtenir des données suffisamment détaillées et/ou précises proposant une représentation convenable du terrain adaptée à l'échelle de travail. Il convient donc de s'interroger sur la stratégie à adopter pour l'acquisition d'un jeu de données compatibles à l'échelle du 1/10.000^{ème}.

Par définition, la cartographie de l'aléa suppose de prendre en compte la probabilité d'occurrence spatio-temporelle des mouvements. Ceci implique l'intégration conjointe de la composante spatiale (où?), temporelle (quand?) et de la magnitude (quelle intensité?). Cependant, la plupart des publications et méthodes quantitatives éprouvées sur le sujet ne prennent généralement en considération que la composante spatiale du système pour la cartographie. En effet, l'évaluation complète de l'aléa se heurte à de nombreux obstacles de différentes natures :

- (1) la discontinuité des phénomènes à la fois dans l'espace et dans le temps ;

- (2) la difficulté d'identifier clairement les facteurs de prédisposition et de déclenchement et leurs liens de cause à effet, et surtout ;
- (3) le manque de données historiques fiables et complètes sur la fréquence des mouvements de versant.

Ainsi, les cartes d'aléa sont souvent des cartes de susceptibilité qualifiées de "**cartes d'aléa relatives**" (*relative hazard maps*), (Sorriso-Valvo, 2002).

Objectifs de la recherche

Cette recherche vise à contribuer à une meilleure connaissance de l'aléa mouvement de versant sur la partie continentale du *Pays d'Auge*. Elle s'intègre à la fois dans une **démarche thématique à entrée régionale**, centrée sur la caractérisation et compréhension du fonctionnement des mouvements de versant de cette région mais, également sur **une entrée méthodologique** axée sur l'adaptation des méthodes quantitatives de cartographie de la susceptibilité et de l'aléa à échelle large (1/10.000^{ème}). Ce travail est centré autour de **quatre questions fondamentales** qui structurent cette recherche de doctorat :

- Quels types de mouvements affectent les versants de la partie continentale du *Pays d'Auge* ?
- Quels en sont les facteurs de prédisposition et de déclenchement et quelle est leur part respective dans la genèse de ces phénomènes ? En corollaire ceci suggère de s'interroger sur l'importance à attribuer à chacun de ces facteurs dans une logique de cartographie préventive de la susceptibilité, puis de l'aléa.
- Quelles méthodes et quelles données sont les plus pertinentes pour la cartographie de la susceptibilité et de l'aléa à échelle large ? à échelle moyenne ?

Ce travail vise dans un premier temps à mieux comprendre le fonctionnement des phénomènes propres à la région étudiée. Dans un second temps, l'objectif visera à sélectionner des approches permettant de généraliser cartographiquement ces observations. Ce travail nécessite donc la combinaison d'une démarche géomorphologique, de cartographie et d'analyse spatiale, des méthodes de la statistique multivariée et enfin des méthodes issues de la géotechnique.

Le travail est focalisé sur **trois objectifs principaux** qui structurent la thèse :

- Sélectionner des phénomènes de référence permettant de dresser une **typologie descriptive des mouvements de versant** et identifier les facteurs de prédisposition et de déclenchement ;
- Constituer des **bases de données adaptées aux différentes échelles** de travail prenant en considération la **qualité/résolution** de la donnée ainsi que son rapport de causalité avec les phénomènes à expliquer ;
- Identifier et sélectionner les approches permettant de cartographier les niveaux de **susceptibilité pour l'échelle du 1/50.000^{ème} et du 1/10.000^{ème}** ;

Structure de la thèse

Cette thèse est articulée en **quatre parties** subdivisées en **neuf chapitres**.

La première partie présente le contexte général de la recherche ainsi qu'une description détaillée du terrain d'étude.

Le premier chapitre est orienté à la fois sur une présentation du cadre thématique de l'étude (les mouvements de versant dans le nord-ouest de l'Europe et en Normandie) et méthodologique (concepts de base pour la cartographie de la susceptibilité et de l'aléa).

Le second chapitre décrit les caractéristiques topo-morphologiques, géologiques, hydrologiques et d'occupation du sol du terrain d'étude. Cette description constitue une première approche pour la compréhension des spécificités locales dans la prédisposition aux phénomènes de mouvements de versant.

La deuxième partie concerne la description et la typologie des phénomènes hydrogravitaires de la partie continentale du *Pays d'Auge*.

Le troisième chapitre présente les mouvements de versant de la partie continentale du *Pays d'Auge*. Ceci s'appuie à la fois sur les données et ressources bibliographiques disponibles mais, également sur les résultats des premières approches d'identification et de caractérisation des phénomènes sur le terrain et en laboratoire. La typologie générale des phénomènes ainsi que l'étude de différents glissements représentatifs sont exposées. Celle-ci est ensuite vérifiée pour les glissements superficiels par une modélisation 2D à base physique.

Le quatrième chapitre présente la démarche méthodologie ainsi que les résultats de l'inventaire des mouvements de versant et de la cartographie morphodynamique. Cette approche géomorphologique permet de caractériser et de comprendre plus globalement les phénomènes et leur distribution spatiale au sein de l'espace étudié. Cette étape d'inventaire permet également de disposer d'un premier jeu de données de base, indispensable à la cartographie de la susceptibilité.

La troisième partie est orientée autour de la cartographie de la susceptibilité. Elle propose une approche sur la sélection des données, la sélection de la méthode la plus adaptée et l'intégration de la démarche cartographique à différentes échelles.

Le cinquième chapitre est consacré à l'analyse des facteurs de prédisposition et aux données cartographiques utilisées pour l'analyse de la susceptibilité. Sont présentés, les méthodes d'acquisition ainsi que les tests de qualité des données. Une attention particulière est portée sur l'adéquation de la résolution/qualité des données avec l'échelle d'analyse.

Le sixième chapitre présente la méthode et les résultats de la cartographie "expert" de la susceptibilité à échelle locale ainsi que son application par méthode "semi-expert" à échelle régionale.

Le septième chapitre est focalisé sur la méthode et les résultats de la modélisation probabiliste de la susceptibilité à échelle locale et régionale. Une attention particulière est portée sur les biais des méthodes de régression

logistique ainsi que sur la sélection des données à intégrer dans le modèle. Ce chapitre propose également la comparaison entre les méthodes “*expert*” et quantitatives de cartographie.

Première partie

Contexte général de la recherche



La première partie présente le contexte général de la recherche ainsi qu'une description détaillée du terrain d'étude.

Le premier chapitre est orienté à la fois sur une présentation du cadre thématique de l'étude (les mouvements de versant dans le nord-ouest de *l'Europe* et en *Normandie*) et méthodologique (concepts de base pour la cartographie de la susceptibilité et de l'aléa).

Le second chapitre décrit les caractéristiques topo-morphologiques, géologiques, hydrologiques et d'occupation du sol du terrain d'étude. Cette description constitue une première approche pour la compréhension des spécificités locales dans la prédisposition aux phénomènes de mouvements de versant.

Chapitre 1

Constats et besoins de recherche

1.1. Introduction

Bien que peu médiatisées et peu étudiées par les scientifiques, les régions de plateaux et collines du nord-ouest de l'Europe sont régulièrement affectées par des phénomènes hydrogravitaires. Les dégâts occasionnés y sont moins spectaculaires que dans les régions de montagne mais, constituent néanmoins un enjeu pour l'aménagement dans une logique d'accroissement de la population, de périurbanisation et plus globalement de développement territorial. Il apparaît nécessaire de s'intéresser à ces régions, d'une part en raison d'un besoin de protection/prévention et, d'autre part, en raison du défaut de connaissance à leur sujet.

Ce premier chapitre vise à replacer ce travail dans son contexte global de recherche. La section 1.2 présente les **principales régions de plateaux et collines du nord-ouest de l'Europe affectées par des phénomènes de mouvements de versant**. Ceci montrera que le *Pays d'Auge* ne constitue pas un cas isolé dans cette problématique.

La section 1.3 présente sommairement les **différents processus affectant cette région**, avec une attention particulière portée sur les phénomènes de mouvements de versant, leurs conséquences et les cartes préventives disponibles.

Ceci permettra de présenter les **besoins cartographiques locaux** et plus généralement de mettre en perspective les **enjeux et verrous méthodologiques actuels de la thématique de la cartographie de la susceptibilité et de l'aléa mouvements de versant**. Dans ce cadre, les concepts de base ainsi que les différentes méthodes de cartographie de la susceptibilité et de l'aléa seront décrits de manière synthétique (**section 1.4**).

1.2. Mouvements de versant dans les régions de plateaux et collines du nord-ouest de l'Europe

À l'échelle de l'Europe, plusieurs régions de plateaux et de collines sont régulièrement soumises à des phénomènes de mouvements de versant. Nous en décrivons ici les principales caractéristiques. Il ne s'agit pas de réaliser une liste exhaustive mais, de présenter les régions ayant fait, soit l'objet de publications scientifiques, soit ayant suscitées un intérêt particulier par les pouvoirs publics.

1.2.1. Localisation des phénomènes

La Belgique, l'Allemagne, le Royaume-Uni et la France sont les pays les plus affectés par des phénomènes d'instabilité. Les régions décrites ci-dessous peuvent être localisées sur la figure 1.1.

La Belgique est fréquemment affectée par des phénomènes de glissements de terrain. À l'échelle nationale, deux régions se distinguent. Celles-ci ont fait l'objet de nombreuses publications scientifiques. Ainsi, le *Pays de Herve* (région située aux environs de Liège) se caractérise par la présence de glissements de terrain rotationnels profonds (Demoulin & Pissart, 1999 ; Demoulin *et al.*, 2003 ; Demoulin & Glade, 2004). Ceux-ci, d'apparence stable peuvent se réactiver ponctuellement sous certaines conditions hydrométéorologiques (Demoulin & Chung, 2007 ; Preuth *et al.*, 2010). Les *Ardennes Flamandes* constituent la seconde région belge affectée par les glissements comme l'illustrent les nombreux travaux engagés (Ost *et al.*, 2003 ; van den Eeckhaut *et al.*, 2005 ; Dewitte, 2006 ; van den Eeckhaut, 2006 ; van den Eeckhaut *et al.*, 2007a ; van den Eeckhaut *et al.*, 2007b ; Dewitte *et al.*, 2008 ; van den Eeckhaut *et al.*, 2009a ; van den Eeckhaut *et al.*, 2009b ; van den Eeckhaut *et al.*, 2011). Cette région est caractérisée par de grands glissements profonds anciens régulièrement réactivés, ainsi que par le déclenchement fréquent de glissements superficiels. La périurbanisation croissante de ces régions de collines en fait une zone particulièrement exposée (Vranken *et al.*, 2013).

L'Allemagne est également touchée par ces phénomènes d'instabilité. Aux environs de Bonn, ainsi que plus au sud dans la région du *Nord Rhin*, plus de 100 glissements ont été cartographiés jusqu'à ce jour (Dikau *et al.*, 1996 ; Schmidt, 2001 ; Schmidt & Dikau, 2004). Dans de nombreux cas, une relation étroite entre ces instabilités et les aménagements (construction de routes, bâtiments etc.) a pu être identifiée (Grunert & Hardenbicker, 1997 ; Grunert & Hess, 2010). D'autres régions de cuesta en Allemagne sont également régulièrement affectées comme la *Souabe* (Neuhäuser & Terhorst, 2007), le nord de l'*Hesse*, la *Thuringie* et la *Franconie* (Dikau & Schmidt, 2001).

Au Royaume-Uni, de nombreux cas de mouvements de versant ont été recensés par la "*British Geological Survey*" (BGS). Les glissements les plus spectaculaires et les plus destructeurs se localisent préférentiellement sur la côte sud et ouest du pays ; cas de l'*île de Wight* (Hutchinson & Bromhead, 2002) ou du *Kent* (Hutchinson, 1969). La partie continentale du *Royaume-Uni* est également affectée par des phénomènes de natures diverses. Ainsi, la BGS a recensé de nombreux glissements localisés sur les talus et versants du *Yorkshire* et du *Derbyshire* (Foster *et al.*, 2007 ; Jenkins & Booth, 2008 ; Pennington *et al.*, 2009). D'autres régions comme le *Dorset* (Brunsdon & Jones, 1972) ou le sud du *Pays de Galles* (Bentley & Siddle, 1996) sont également régulièrement affectées par des phénomènes d'instabilité de versants. Ces phénomènes constituent un aléa naturel important sur le plan national et sont régulièrement la cause de dommages structurels importants (Gibson *et al.*, 2012).

En France, plusieurs régions des marges du *Bassin parisien* sont également soumises à des phénomènes de mouvements de versant. Parmi elles, la *Champagne* est la plus affectée (Marre, 1987 ; Guérémy & Vejux, 1987 ; Cozeret, 1987). Des glissements de diverses natures peuvent être observés, allant des glissements fossiles (holocènes et ponctuellement réactivés) aux glissements actifs actuels. De nombreux dégâts sont régulièrement constatés, notamment sur le vignoble champenois, ce qui en fait localement un aléa naturel majeur.

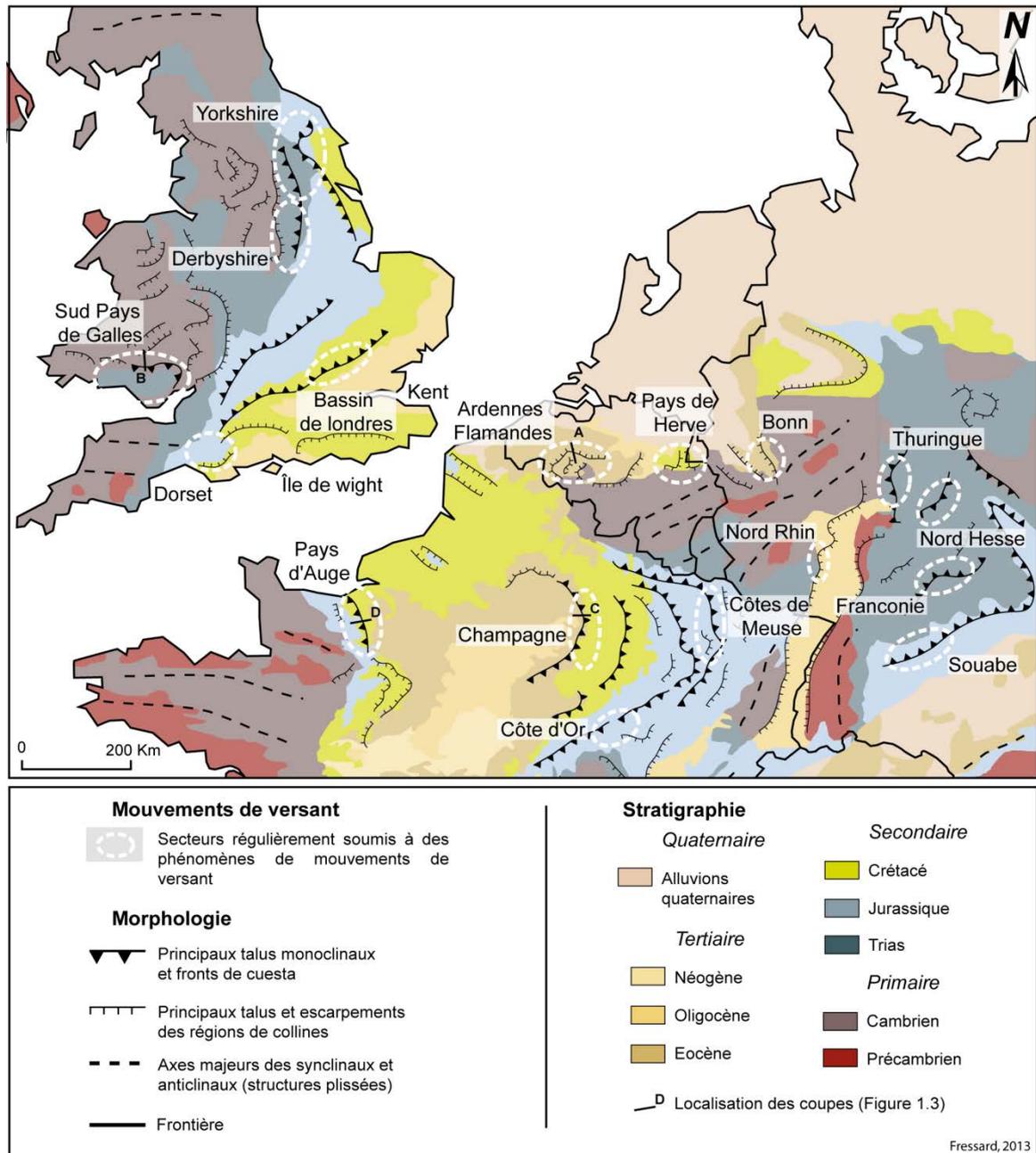
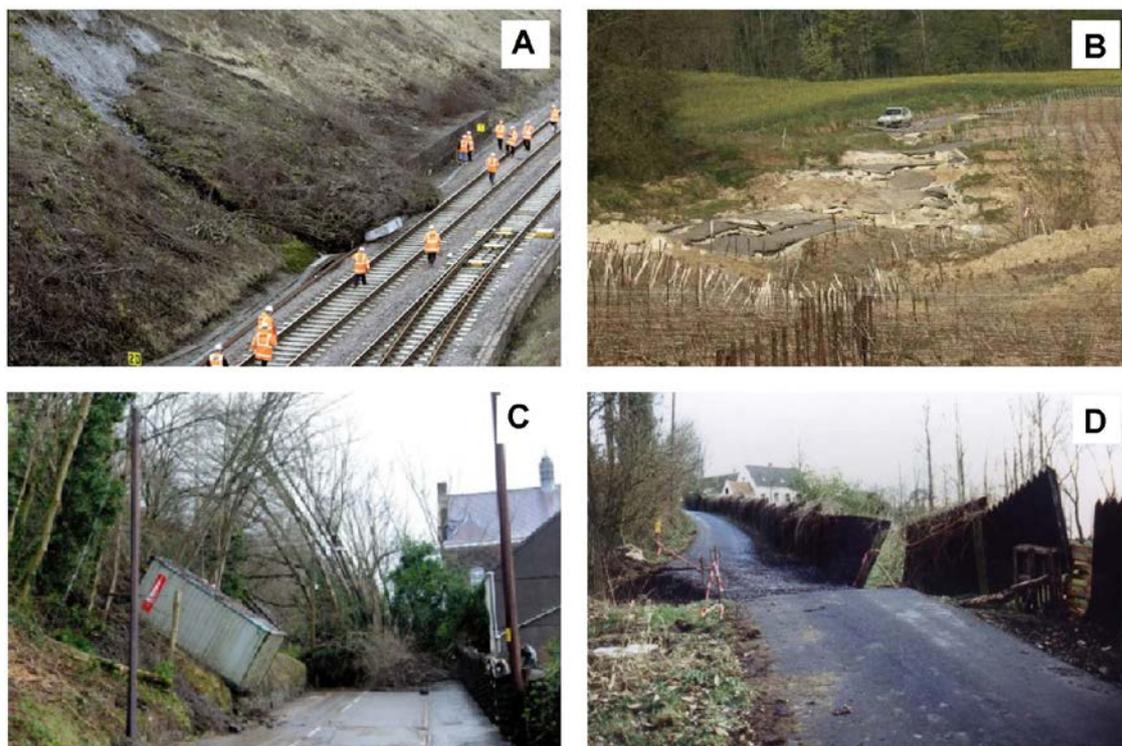


Figure 1.1 : Localisation des secteurs de plateaux soumis à des phénomènes de mouvements de versant dans la partie nord-ouest de l'Europe et principales unités stratigraphiques et morphologiques associées (d'après la carte géologique de l'Europe, 2005 et modèle numérique de terrain SRTM)

Parallèlement, les côtes de la *Meuse*, ainsi que les talus et versants de la *Côte-d'Or* sont également touchés. Les phénomènes y sont moins intenses et moins fréquents (Chevalier, 1990 ; Odent, 2006). Enfin, sur les marges occidentales du *Bassin parisien*, le *Pays d'Auge* est également régulièrement soumis à des phénomènes de glissement de terrain de diverses natures : solifluxion, reptation, glissement profonds et superficiels (Masson, 1976 ; Helluin, 1988 ; Fressard *et al.*, 2010). Ils sont régulièrement la cause de dégâts conséquents sur les infrastructures (Helluin & Helluin, 1972 ; Ballais *et al.*, 1984).



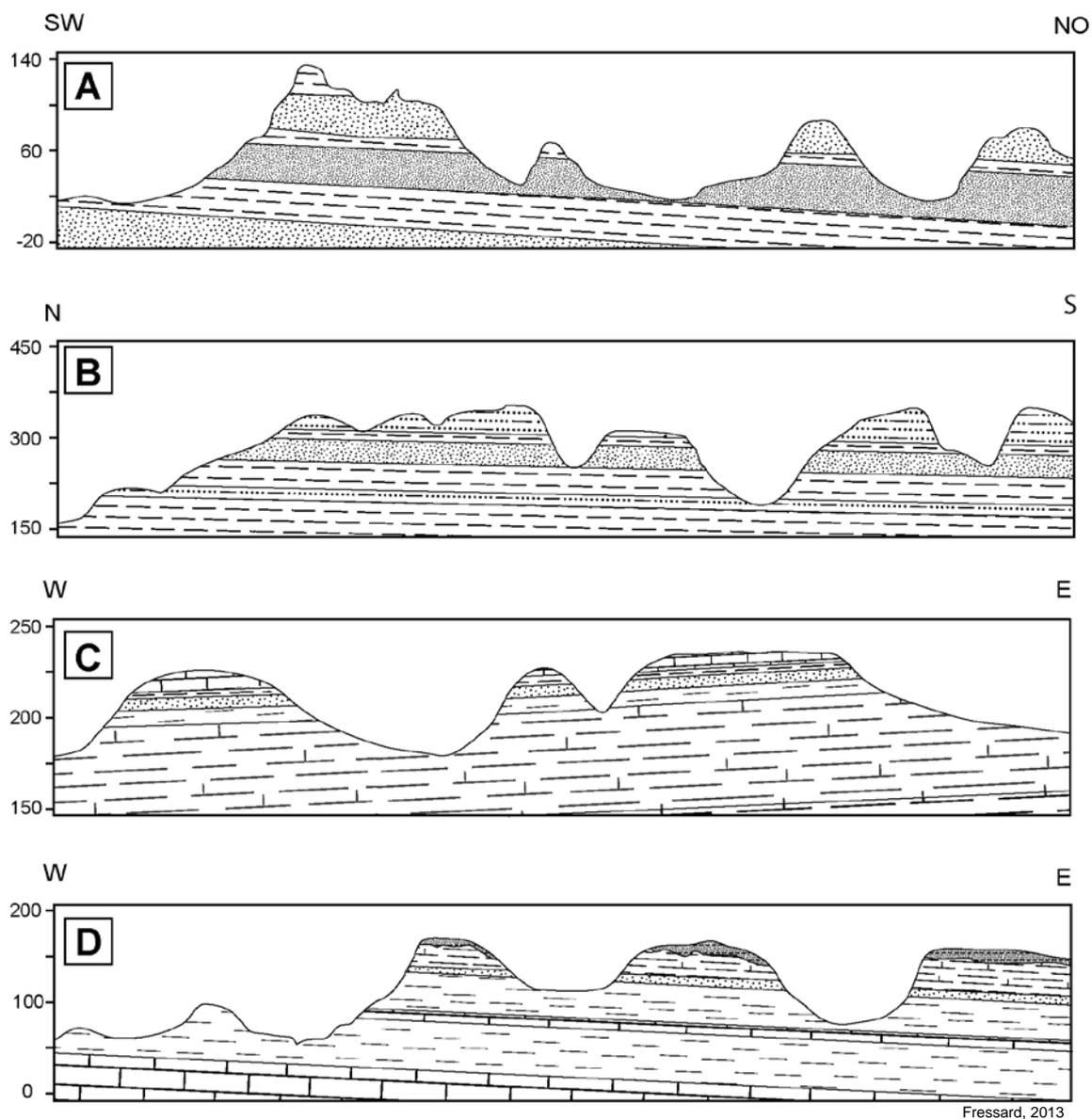
(A) dans le Dorset, Angleterre (BGS) ; (B) Sur des côtes de la Champagne, France (BRGM) ; (C) Sud du Pays de Galles (journal : *This is South Wales*) et (D) Ardennes flamandes (ees.kuleuven.be/geography)

Figure 1.2 : Exemples de mouvements de versant et dommages associés dans diverses régions du nord-ouest de l'Europe

1.2.2. Caractéristiques communes des régions affectées

1.2.2.1. Morphologie

Les régions affectées par les phénomènes d'instabilité revêtent un certain nombre de caractéristiques communes. Ainsi, ces secteurs se situent en contexte de plateau et/ou collinéen. Sur le plan morphologique, les glissements affectent particulièrement les talus faisant la transition entre les plateaux et les plaines des bassins de *Paris* et de *Londres*. Au sein de ces plateaux, ainsi que dans les reliefs plus évolués de collines, les versants des vallées encaissées sont également affectés par des phénomènes d'instabilité. Les versants y sont généralement courts et caractérisés par des dénivelés faibles (de 100 à 200 mètres). Les pentes sont peu à moyennement prononcées (5 à 15%), mais peuvent localement, s'avérer plus importantes, comme l'illustrent les coupes types de la figure 1.3.



Principales lithologies:



(A) les Ardennes Flamandes (Ost et al., 2003) ; (B) le sud du Pays de Galles (George et al., 1970) ; (C) la Champagne (d'après la carte géologique du BRGM d'Avize, n° 158 au 1/50.000^{ème}) et (D) le Pays d'Auge (d'après la carte géologique du BRGM de Livarot, n° 147 au 1/50.000^{ème}) ; la localisation des coupes est disponible sur la figure 1.1

Figure 1.3 : Coupes géologiques types de quatre régions fréquemment affectées par des phénomènes de mouvements de versant

1.2.2.2. Structure et lithologie

Ces régions de collines ou de cuesta sont souvent constituées d'une alternance entre des couches dures et tendres suivant une structure acclinale ou monoclinale. D'une manière générale, ces grands ensembles morphologiques sont peu tectonisés, ne laissant apparaître que de rares accidents structuraux (failles et/ou flexures). Sur le plan lithologique, les régions concernées présentent des faciès dits "sensibles" d'argiles, de marnes, de craies et de sables (Figure 1.3). Elles présentent parfois une hydrologie souterraine complexe, caractérisée notamment par des nappes perchées dans des aquifères crayeux, sableux ou calcaires. Ces reliefs sont caractéristiques des régions de l'Europe sédimentaire récente (Figure 1.1). Ainsi, les glissements affectent exclusivement des niveaux stratigraphiques "jeunes" datant globalement du Trias à l'Eocène. Les régions de massifs anciens, comme le *Massif armoricain* ne sont pas affectées par des phénomènes d'instabilité, alors qu'elles présentent des morphologies de versant relativement similaires.

1.2.2.3. Formations superficielles

Outre les substrats, les formations superficielles constituent également un point fondamental de la géologie de ces régions de collines et plateaux. Les caractéristiques de ces formations superficielles sont intimement liées à l'histoire quaternaire du grand quart nord-ouest de l'Europe. La description suivante n'envisage que les principales caractéristiques communes de ces formations et de leur processus de mise en place. Localement, les descriptions ainsi que la typologie peuvent varier ou être plus complexes mais, ne constituent pas l'objectif de notre propos. Nous nous attarderons uniquement sur les formations de versant, qui sont centrales dans la problématique des mouvements de terrain.

Le Tertiaire se caractérise dans ces régions par une importante dégradation climatique qui se poursuit lors du Quaternaire. Celle-ci se traduit, notamment durant le Pléistocène moyen et terminal, par une alternance de courtes phases climatiques chaudes et froides (Lautridou, 1983 ; Gibbard & Cohen, 2008). Ces régions sont donc soumises à de fortes alternances climatiques entre climat périglaciaire (voire glaciaire en Angleterre) et tempéré.

Les sols et formations superficielles subissent des phases de "permafrost" et de "non-permafrost" (Bogaart *et al.*, 2003). Durant les phases plus chaudes, la fonte de la couche active du permafrost combinée à des phases de regel a mobilisé certains matériaux sur les versants sous forme de coulées de solifluxion et de cryoreptation (Journaux, 1971 ; Jones & Lee, 1994). Ce processus, largement observé à l'échelle du nord-ouest de l'Europe, donne aux vallées des formes communes de versants moutonnés, caractérisées par une succession de lobes de tailles variables contenant des matériaux remaniés hétérométriques (Elhaï, 1963). Ces matériaux sont principalement issus des substrats situés en position amont des versants. Les versants sont donc largement recouverts de ces formations dites "sub-autochtones" (Dewolf & Bourrié, 2008) contenant principalement des matériaux argilo-sableux, potentiellement affectés par de multiples surfaces de ruptures induites par leur déplacement le long des versants (Avenard, 1989 ; Ballantyne & Harris, 1994).

C'est également durant le Quaternaire (principalement le Weichselien) que se déposent dans le nord-ouest de la France, la Belgique et l'Allemagne les lœss éoliens. Ces dépôts, plutôt caractéristiques des plaines et surfaces des plateaux, peuvent ponctuellement être retrouvés sur les versants. Ils peuvent être également remaniés

avec d'autres formations autochtones ou sub-autochtones sous l'effet du même processus de solifluxion/cryoreptation décrit précédemment (Lautridou, 1970).

1.3. Phénomènes hydrogravitaires en Normandie

La *Normandie* est une région affectée par des phénomènes hydrogravitaires de natures diverses. Ces phénomènes entraînent un certain nombre de conséquences sur les biens et infrastructures, même si les pouvoirs publics tentent de prendre en compte la localisation potentielle de ces phénomènes dans l'aménagement du territoire notamment au travers de la cartographie préventive. Nous verrons que les cartes disponibles peuvent être largement améliorées, ceci constitue l'un des enjeux et objectifs majeurs de cette recherche.

1.3.1. Localisation et typologie des phénomènes en Normandie

Cinq types de phénomènes hydrogravitaires affectent régulièrement la *Normandie* et peuvent être localisés sur la figure 1.4. Ces phénomènes sont principalement localisés dans le *Pays d'Auge* (glissements), le *Lieuvin* et le *Pays de Caux* (effondrements). Les phénomènes de "coulées" et de chutes de blocs sont plus marginaux et quasi exclusivement concentrés sur le littoral (*Bessin* et *Seine-Maritime*).

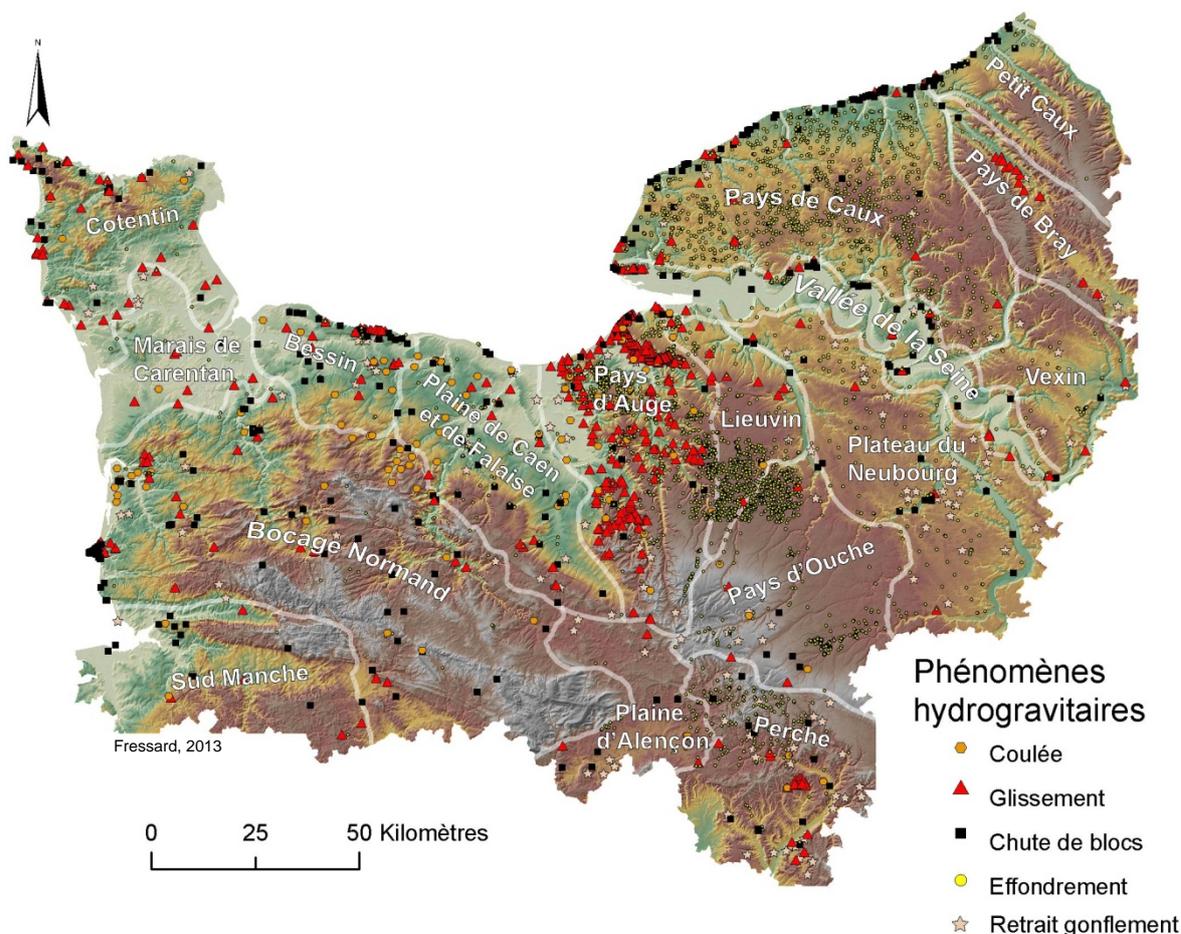


Figure 1.4 : Localisation des principaux phénomènes hydro-gravitaires répertoriés en Normandie (d'après BDMvt, fond topographique IGN-BDAIlti)

1.3.1.1. Glissements de terrain

- Glissements de terrain côtiers

Les glissements côtiers sont localisés sur deux sites principaux de la côte nord du *Pays d’Auge* et des falaises du *Bessin* (Maquaire, 1990). Ces phénomènes de natures diverses affectent principalement des formations à dominante argilo-marneuses des versants littoraux. Dans le *Pays d’Auge* par exemple, les douze kilomètres de côte entre *Trouville* et *Honfleur* sont affectés par des glissements actifs. Ces phénomènes sont actifs au sens où ils se caractérisent par des déplacements saisonniers de faible intensité. Ils se caractérisent également par des accélérations brusques et peu fréquentes qui engendrent des déplacements de forte intensité donnant naissance à des décrochements et escarpements de plusieurs mètres. Ces accélérations brutales provoquent des destructions totales ou partielles du bâti environnant, comme l’illustrent les événements catastrophiques de janvier 1982 ou mars 2001 à *Villerville* et à *Criquebeuf* (Figure 1.5). Les déplacements saisonniers ne posent que des problèmes liés à la fissuration du bâti et du réseau routier. La position touristique de ces régions côtières en font d’autant plus des secteurs à forts enjeux du fait de l’importance de leur urbanisation (Lissak, 2012).

Ces glissements sont largement étudiés par la communauté scientifique depuis les années 1980 et les premières “réactivations”. Ces recherches portent principalement sur compréhension de la structure et de la morphologie du glissement ainsi que leur association avec des événements déclencheurs et la quantification de seuils de déclenchement (entre autres, Flageollet & Helluin, 1987 ; Maquaire, 1990 ; Maquaire, 1997 ; Maquaire, 2000 ; Lissak *et al.*, 2009a ; Lissak *et al.*, 2009b ; Lissak *et al.*, 2010 ; Malet *et al.*, 2011 ; Lissak, 2012).



(A) et (B), dégâts structurels sur le bâti suite aux événements de 1982 et (C), fracture ouverte apparue suite à la réactivation de 2001.

Figure 1.5 : Aperçu des dommages structurels provoqués lors des réactivations du glissement de Villerville en 1982 et en 2001 (Lissak, 2012)

- Glissements de terrain continentaux

Les glissements de terrain continentaux affectent quasiment exclusivement les versants du *Pays d’Auge*. Ces versants argilo-marneux, recouverts de formations superficielles épaisses offrent des conditions précaires de stabilité (Masson, 1976 ; Helluin, 1988). Ces glissements sont assez peu connus, en raison notamment de l’intérêt suscité par les glissements littoraux. Malgré ce manque de connaissance, il est possible de recenser de nombreux cas de mouvements de versant ayant entraîné des dégâts significatifs sur la voirie et le bâti individuel (Figure 1.6 et 1.7).

D'autres exemples de glissements sont identifiés dans le *Bocage Normand* ou dans le *Cotentin*, mais correspondent pour la plupart à des phénomènes très localisés, principalement liés à des aménagements anthropiques (glissements sur les marges des carrières, talus routiers, constructions etc.).



Figure 1.6 : Exemples d'articles de presse (*Ouest-France* et *Le Pays d'Auge*) décrivant des dégâts induits par des glissements de terrain dans la partie continentale du Pays d'Auge

1.3.1.2. Effondrements de cavités souterraines

- Cavités anthropiques

La grande majorité des effondrements de cavités souterraines en *Normandie* est avant tout liée aux activités humaines. Ainsi, sur les plateaux crayeux du *Pays d'Auge*, du *Lieuvin* et du *Pays de Caux*, le chaulage était une pratique agricole courante au cours du XIX^{ème} siècle. Elle consiste en un amendement des sols (lourds, acides et faibles en minéraux) avec de la chaux ou de la craie. Les matériaux sont extraits sur place par le creusement artisanal de "marnières", généralement à proximité immédiate des parcelles de culture ou des sièges d'exploitation. Ces carrières se sont souvent développées de manière anarchique, sans déclaration officielle auprès des mairies ou des services miniers. En raison de l'abandon de cette pratique et par voie de conséquence de l'entretien de ces cavités, certaines d'entre elles tendent maintenant à s'affaisser de manière lente et progressive ou de manière soudaine et brutale (Evrard, 1987), (Figure 1.7). La principale difficulté actuelle de

prévention et protection contre cet aléa naturel réside dans la localisation de ces anciennes marnières (Piwakowski *et al.*, 2006).

La région de la plaine de *Caen* est également soumise à un risque d'effondrement. Celui-ci concerne principalement l'effondrement des carrières d'extraction de la pierre de *Caen*. Par opposition au plateau crayeux, la localisation et l'extension des carrières d'extraction de la pierre de *Caen* sont bien connues par les pouvoirs publics. Elles constituent ainsi un risque naturel moins important dans la mesure où la construction sur ces dernières apparaît comme plus ou moins bien "maîtrisée" (Letouzé, 1993).

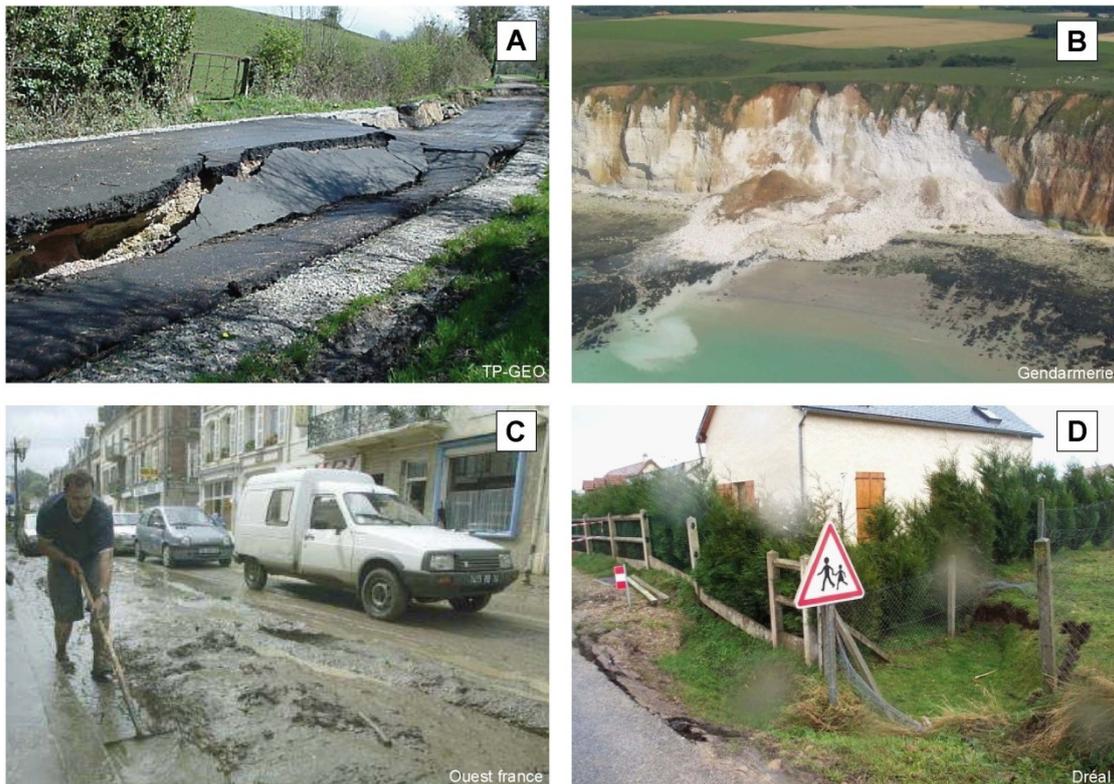
- Cavités naturelles

L'effondrement de cavités naturelles est moins fréquent en *Normandie*. Il concerne principalement les terrains karstiques du plateau crayeux (*Pays d'Auge*, du *Lieuvin* et du *Pays de Caux*) et du *Bessin*. Dans le *Pays de Caux*, on constate ainsi l'existence de nombreux effondrements liés aux remontés des fontis des cavités naturelles (bétoires), (Tomat & Dupont, 1999 ; Rodet, 1985). D'autres effondrements de cavités souterraines naturelles ont également été recensés sur les communes de *Port-en-Bessin* et de *Commes* dans le *Calvados* (Maquaire, 1990).

1.3.1.3. Chutes de blocs, éboulements et écroulements

En *Normandie*, les chutes de blocs constituent un des aléas naturels les plus importants, notamment sur les côtes à falaises du *Pays de Caux*, du *Pays d'Auge* et du *Bessin*. Ces phénomènes sont la résultante de l'action combinée de différents processus marins et subaériens. Les falaises sont soumises à une érosion progressive du trait de côte, caractérisée par un recul brutal de pans entiers de falaise par chutes de blocs, éboulements ou écroulements massifs. Ces phénomènes sont la résultante d'un travail préparatoire long combinant l'action marine de sapement basal de la falaise, et les processus continentaux de météorisation de la falaise (humectation/dessiccation, cryoclastie, haloclastie, etc.). Le caractère brutal et soudain de ces effondrements en fait un aléa naturel conséquent, d'autant plus que les régions littorales affectées sont généralement largement urbanisées. Ainsi, de nombreuses recherches scientifiques ont été engagées sur la compréhension et la quantification des reculs de falaises notamment sur le *Pays de Caux* (de *Fécamp* à la vallée de la *Somme*), (Costa *et al.*, 2002 ; Costa *et al.*, 2003 ; Letortu, thèse en cours). En marge de ces régions très fortement affectées, les côtes du nord-ouest de la *Manche* subissent également des chutes de blocs et écroulements dans les régions du Nord *Cotentin* et de *Granville* (Figure 1.4 et 1.7).

Pour la partie continentale de la *Normandie*, les chutes de blocs, effondrements et écroulements concernent principalement les escarpements rocheux du bocage Normand dans la région de *Clécy* (Figure 1.4). Ces escarpements, parfois combinés à des plans de schistosité conformes à la pente, peuvent être régulièrement affectés par de tels phénomènes. Plus marginalement, certains escarpements du *Nord-Cotentin* (région de *Cherbourg*), du *Pays d'Auge* et de la vallée de la *Seine* (escarpement crayeux du rebord de plateau ou des rives concaves de la *Seine*), sont ponctuellement affectés par des chutes de blocs de tailles modestes (Couëffé *et al.*, 2005). Le caractère très localisé des chutes de blocs, effondrements et éboulements dans la partie continentale de la *Normandie* n'en fait pas un aléa naturel particulièrement important, même si des dégâts certains peuvent affecter les infrastructures (Couëffé *et al.*, 2005).



(A) Mouvement de terrain dans la partie continentale du Pays d'Auge (TP-Géo, 2001), (B) Effondrement de falaise dans le Pays de Caux (Gendarmerie nationale, 2006), (C) Inondation à Trouville, juin 2003 (Ouest-France) et (D) Effondrement d'une marnière dans le Pays de Caux (Dréal, 2011).

Figure 1.7 : Illustrations photographiques de quelques phénomènes naturels affectant la Normandie

1.3.1.4. Coulées de boue

Sur le littoral normand, les falaises des *Vaches Noires*, d'une centaine de mètres de commandement et composées d'argiles et de marnes surmontées par une corniche calcaire évoluent sous forme d'un relief de "*badlands*". Ces versants littoraux sont très régulièrement affectés par des phénomènes de coulées de boue (Auger & Mary, 1968 ; Maquaire *et al.*, 2013).

Les crues rapides (fréquemment nommées à tort coulées de boue) liées aux violents orages printaniers et estivaux apparaissent de manière récurrente en Normandie. Ces crues sont chargées de matériaux issus de l'érosion des sols (Douvinet, 2006). Ces phénomènes peuvent causer des dégâts structurels importants comme l'illustrent les événements récents de juin 2003 dans le *Calvados*. La commune de *Trouville-sur-Mer* a ainsi été largement endommagée par la traversée de crues rapides fortement chargées de matières en suspension, provoquant de nombreux dégâts dans les rues et caves de la ville (Allain, 2009), (Figure 1.7c).

1.3.1.5. Retrait-gonflement des argiles

Les phénomènes de retrait gonflement concernent certaines formations argileuses qui, sous l'effet des alternances d'humectation et de dessiccation, vont évoluer progressivement en un tassement différentiel affectant principalement le bâti

individuel. Les départements normands sont largement soumis à ces phénomènes, puisque 327 sinistres ont pu être référencés pour la période 1989-2008 dans le *Calvados* (Duriez & Lereculey, 2008). Ces phénomènes se concentrent principalement sur les affleurements d'argiles gonflantes riches en smectites. En *Normandie*, les régions les plus susceptibles de connaître ces phénomènes se localisent sur les affleurements argileux du *Bessin*, du *Lieuvin* et du *Pays de Caux* (Vincent, 2008).

1.3.2. Outils de gestion : les cartes préventives

La cartographie préventive constitue un des outils les plus importants de la gestion des risques naturels (Smith, 2012). Elle permet à la fois d'identifier les zones les plus sensibles devant faire l'objet de mesures de protection spécifiques, et également de limiter les erreurs d'aménagement en identifiant les secteurs les plus susceptibles d'être affectés par de nouveaux phénomènes. Différentes gammes de cartes préventives existent et peuvent être réalisées suivant différents niveaux scalaires (précision et exhaustivité de l'information) et/ou juridiques (du document purement informatif au document opposable au tiers) (Fell *et al.*, 2008a). Nous décrivons ici les principaux documents disponibles en matière de gestion, protection et prévention des phénomènes hydrogravitaires en *Normandie*.

1.3.2.1. Cartes ZERMOS

Les plans ZERMOS (*Zones Exposées aux Risques de Mouvements du Sol et du Sous-Sol*) furent les premiers essais de cartographie préventive des risques naturels de mouvements de versant (Figure 1.8). Engagées dès 1971, ces cartes visent à constituer des documents de synthèse sur la probabilité spatio-temporelle d'occurrence de mouvements du sol à l'échelle du 1/25.000^{ème} (Humbert, 1977). Ainsi, de 1976 à 1979, vingt-sept cartes ZERMOS furent dressées sur le territoire français, notamment la région de *Trouville/Pont-l'Évêque* située dans le *Pays d'Auge* (BRGM, 1976 ; Porcher & Guillopé, 1979). Ces cartes définissent en six niveaux, des zones "stables" jusqu'à des zones "soumises à des mouvements très actifs" (Figure 1.8). Ces cartes reposent sur une méthode d'investigation de terrain systématique. Les zones d'instabilité potentielle sont définies de manière "expert" par les personnes en charge de l'étude.

1.3.2.2. Plans POS-ZERMOS

Dans le prolongement de la cartographie ZERMOS à l'échelle du 1/25.000^{ème}, le plan ZERMOS prévoyait, pour les communes les plus exposées, l'établissement de cartes à grande échelle afin de définir des niveaux de contraintes face aux phénomènes naturels à l'échelle du Plan d'Occupation des Sols (POS). La commune de *Bonneville-sur-Touques* dans le *Pays d'Auge* est un des rares exemples d'application de la cartographie POS-ZERMOS, en l'occurrence ici, au 1/5.000^{ème}.

La méthodologie consiste en le report sur un plan cadastral des limites du zonage ZERMOS classique en affinant la cartographie par des campagnes de terrain plus détaillées et l'utilisation de clichés aériens pris à basse altitude. Ce zonage va au-delà de la cartographie ZERMOS dans la mesure où il propose également, dans la notice, des recommandations sur les précautions à prendre pour chacune des zones cartographiées (Figure 1.9).

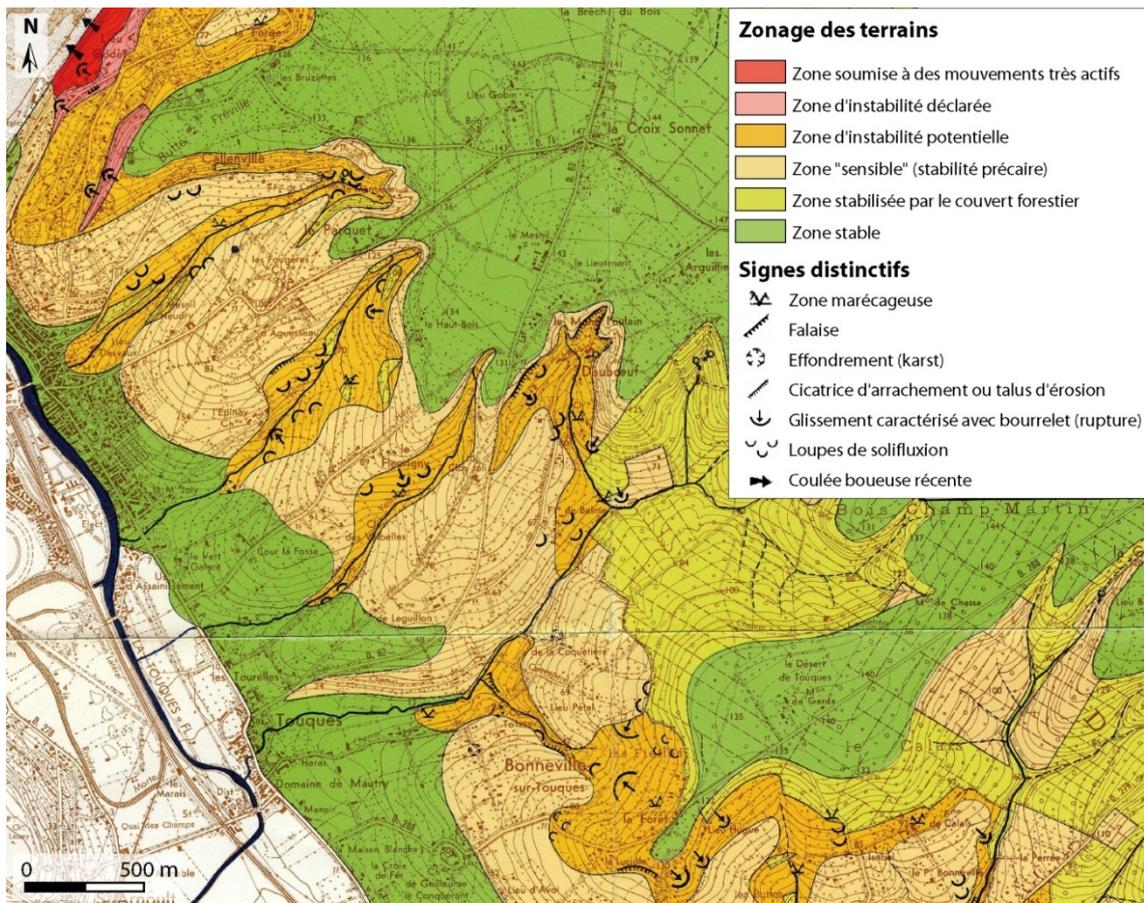


Figure 1.8 : Extrait de la carte ZERMOS de Trouville/Pont l'Evêque (BRGM, 1976)

1.3.2.3. Plans d'Exposition aux risques (PER)

En 1982, une loi relative à l'indemnisation des victimes des catastrophes naturelles relance la question de la cartographie des risques en France au travers du lancement des *Plans d'Exposition aux Risques* (PER). Le PER est un document technique synthétique visant à être appliqué pour différents types de phénomènes naturels (crues, mouvements de terrain, séismes et avalanches). Il n'a plus seulement une valeur informative ou consultative mais, vise à constituer un document opposable au tiers, imposant donc des contraintes pour le développement territorial des communes concernées. Le PER contient quatre documents cartographiques principaux : une carte de localisation des phénomènes, une carte d'aléa, une carte de vulnérabilité et un plan d'exposition aux risques. Le document réglementaire final au 1/5.000^{ème} cartographie l'espace concerné en trois zones d'exposition aux risques (Figure 1.10) : (1) *zone blanche* où le risque est considéré comme très faible ou nul ; (2) *zone bleue* où le risque peut se manifester de façon sensible mais supportable et (3) *zone rouge* où le risque est considéré comme fort ou très fort, zone déclarée inconstructible (Garry & Decaillet, 1987 ; Garry, 1995). Sur le plan méthodologique, pour les mouvements de terrain, la cartographie d'inventaire et la cartographie d'aléa reprennent très largement les principes méthodologiques de la carte ZERMOS (Champetier de Ribes, 1987).

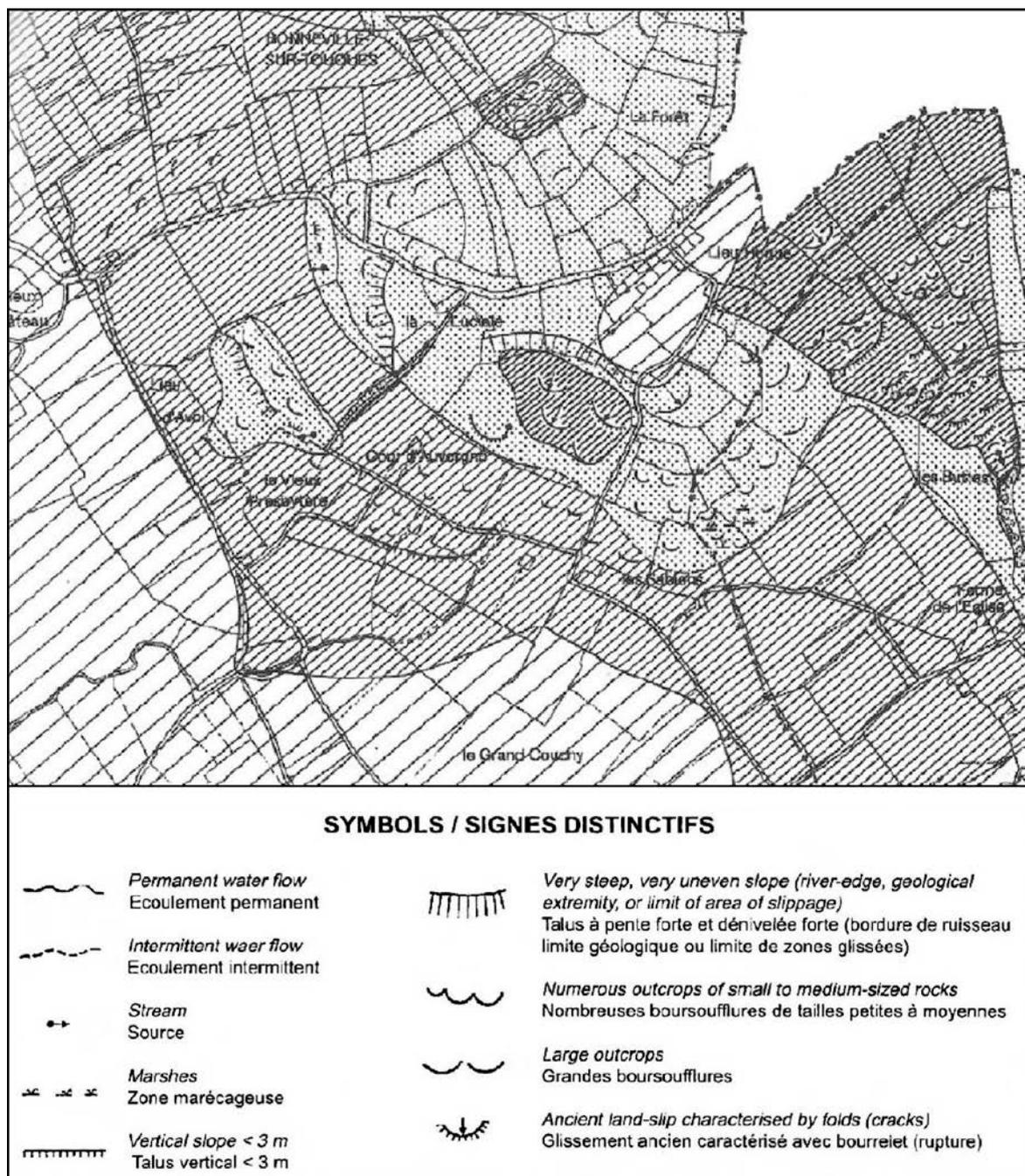


Figure 1.9 : Extrait du plan POS-ZERMOS de la commune de Bonneville-sur-Touques, Calvados (CETE, 1995)

1.3.2.4. Plans de Prévention des Risques (PPR)

Le PPR, initié en 1995, correspond à une volonté du législateur de simplifier et d'homogénéiser les procédures de cartographie réglementaire. La création du PPR résulte du constat, dans les années 1990, du nombre très limité de PER prescrits et adoptés en raison des fortes contraintes imposées par la procédure de mise en place lourde et rigide.

Sur le plan de la cartographie d'inventaire et d'aléa, le PPR reprend très largement les recommandations du PER, ne remettant donc pas en cause les principes du zonage

ZERMOS pour les mouvements de terrain (MATE & METL, 1999). Les principales modifications par rapport au PER résident dans :

- (1) son application à des ensembles cohérents (bassin versant, bassins de risque, etc.) et non plus l'ensemble du territoire communal ;
- (2) l'échelle de travail plus flexible permettant de limiter les investigations coûteuses en cas de risque faible et/ou modéré (même si l'échelle de référence reste celle du POS) ;
- (3) son caractère non figé dans le temps et l'espace permettant d'établir des zonages, pouvant par la suite être modifiés (procédure de révision) par l'apport de connaissances nouvelles (Garry, 1995).

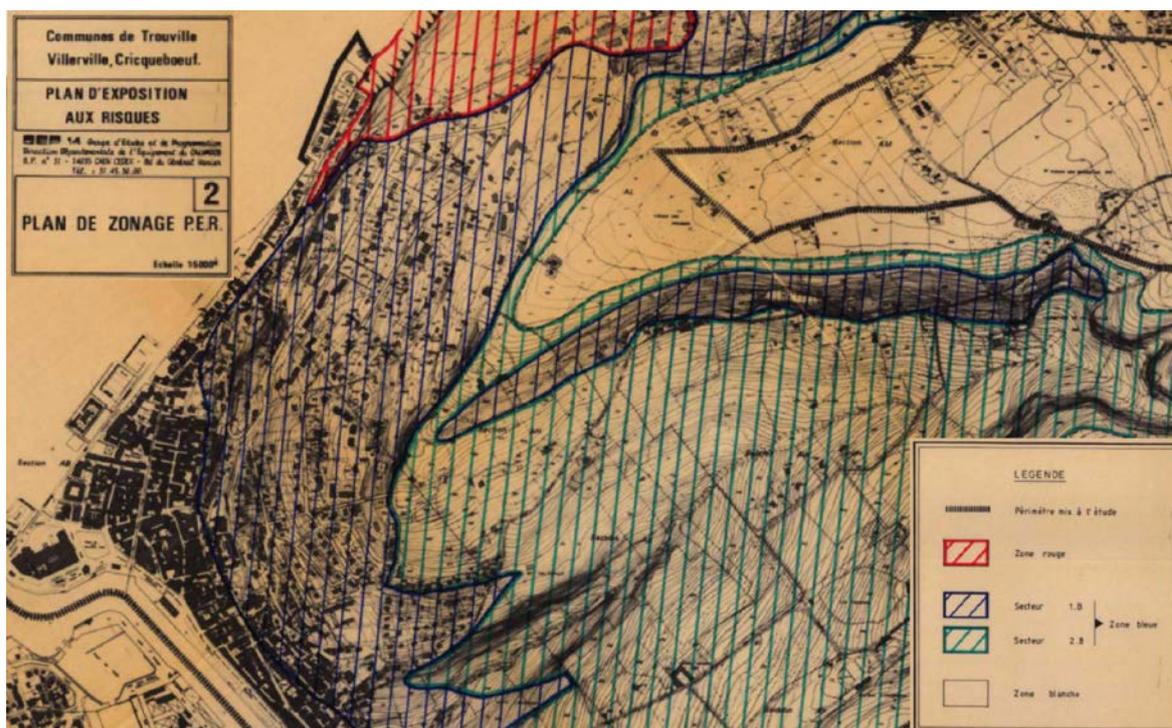


Figure 1.10 : Extrait du Plan d'Exposition aux Risques (PER) des communes de Trouville, Villerville-Cricqueboeuf (LCPC, Rouen, 1986)

Le PPR correspond au seul document cartographique opposable, permettant d'intégrer à l'aménagement du territoire de véritables mesures de gestion, protection et prévention des risques naturels (Pottier *et al.*, 2003). À l'échelle de la Normandie, seuls douze PPR mouvements de terrain ont été jusqu'à lors prescrits et/ou adoptés (DDRM, 2012). Ceci illustre bien toute la difficulté de réalisation, de mise en place et d'acceptation de ces *Plans de Prévention des Risques*. Les PPR adoptés concernent exclusivement les communes littorales du *Pays d'Auge* et certaines communes des falaises crayeuses de *Haute-Normandie*. Ces communes sont en effet exposées à des phénomènes (glissements de terrain et effondrements/chutes de blocs) d'une grande intensité et se localisent sur des secteurs fortement urbanisés, touristiques et à forte pression foncière. La survenance par le passé d'événements destructeurs a obligé dans ces cas précis à réaliser "*rapidement*" ces PPR.

Même si les PPR sont focalisés sur la frange littorale, certains versants continentaux à proximité directe du littoral ont été intégrés à la cartographie des aléas. Certaines zones affichent des niveaux d'aléa moyens, au même titre que la carte ZERMOS. Ceci montre que les versants littoraux ne sont pas les seuls à être affectés par des phénomènes de mouvements de versant (Figure 1.11).

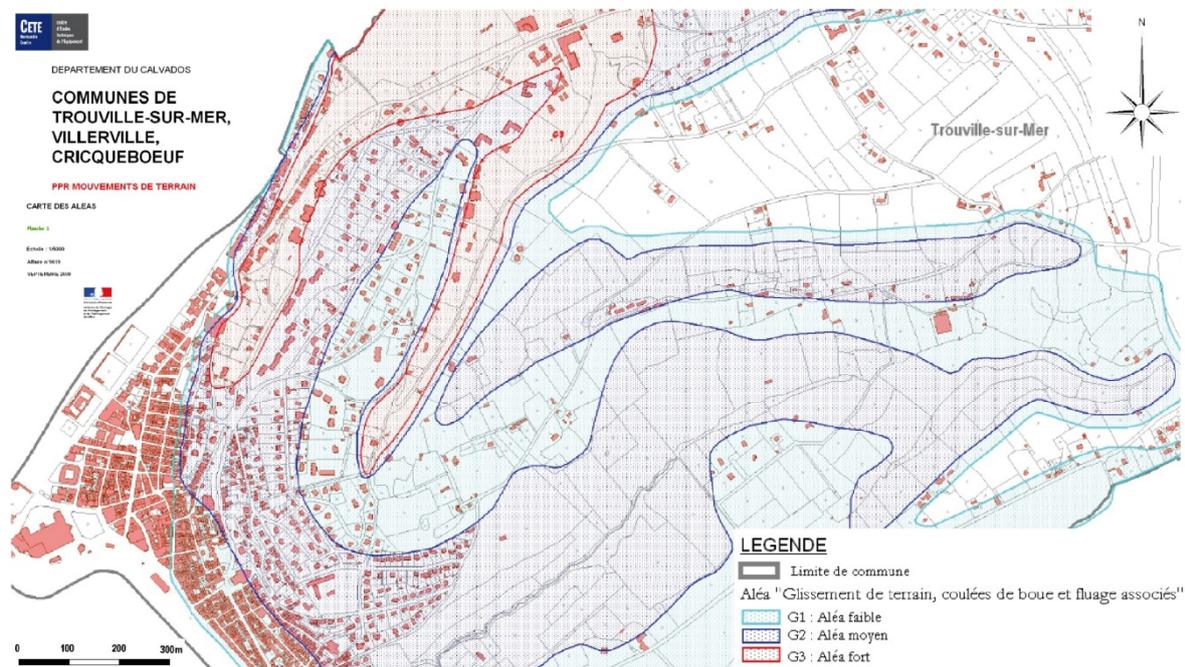


Figure 1.11 : Extrait de la carte d'aléa au 1/10.000^{ème} du PPR de Trouville/Villerville-Cricquebeuf (DDTM, approuvé le 4 mai 1990, mis en modification le 16 juin 2003 ; la nouvelle cartographie des aléas a été validée le 24 avril 2009).

1.3.2.5. Cartes de prédisposition aux mouvements de terrain de la Dréal

Dans le cadre du *Document d'Information Communal sur les Risques Majeurs* (DICRIM¹) et plus récemment dans le cadre de *Dossier Départemental des Risques Majeurs* (DDRM²), la *Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement* (DREAL) a pris en charge la réalisation de plusieurs cartes de prédisposition aux phénomènes hydrogravitaires sur l'ensemble de la région *Basse-Normandie* (DDRM, 2012), (Figure 1.12). Celles-ci couvrent les mouvements de terrain, chutes de blocs, effondrements de cavités souterraines et retrait gonflement des argiles. Ces documents informatifs permettent aux communes de disposer de cartes de la localisation des zones potentiellement exposées à ces phénomènes à l'échelle du 1/25.000^{ème} ou du 1/50.000^{ème}. Celles-ci n'ont aucune valeur juridique et ne sont donc pas opposables. Il est cependant vivement conseillé aux mairies de consulter ce document avant toute nouvelle intervention en matière de construction ou d'aménagement sur la commune (Dréal, 2004).

¹ L'article L2211-1 du C.G.C.T. impose au maire des responsabilités en matière de police administrative, qui incluent la sécurité. Par ailleurs, le Décret 90-918 du 11 octobre 1990 introduit le document d'information communal sur les risques majeurs : DICRIM, dont la responsabilité revient au maire : « Le maire établit un document d'information qui recense les mesures de sauvegarde répondant au risque sur le territoire de la commune, notamment celles de ces mesures qu'il a prises en vertu de ses pouvoirs de police (...) ».

² Conformément à l'article R125-11 du Code de l'Environnement, le préfet consigne dans un dossier établi au niveau départemental (le Dossier Départemental sur les Risques Majeurs - D.D.R.M.), les informations essentielles sur les risques naturels et technologiques majeurs du département.

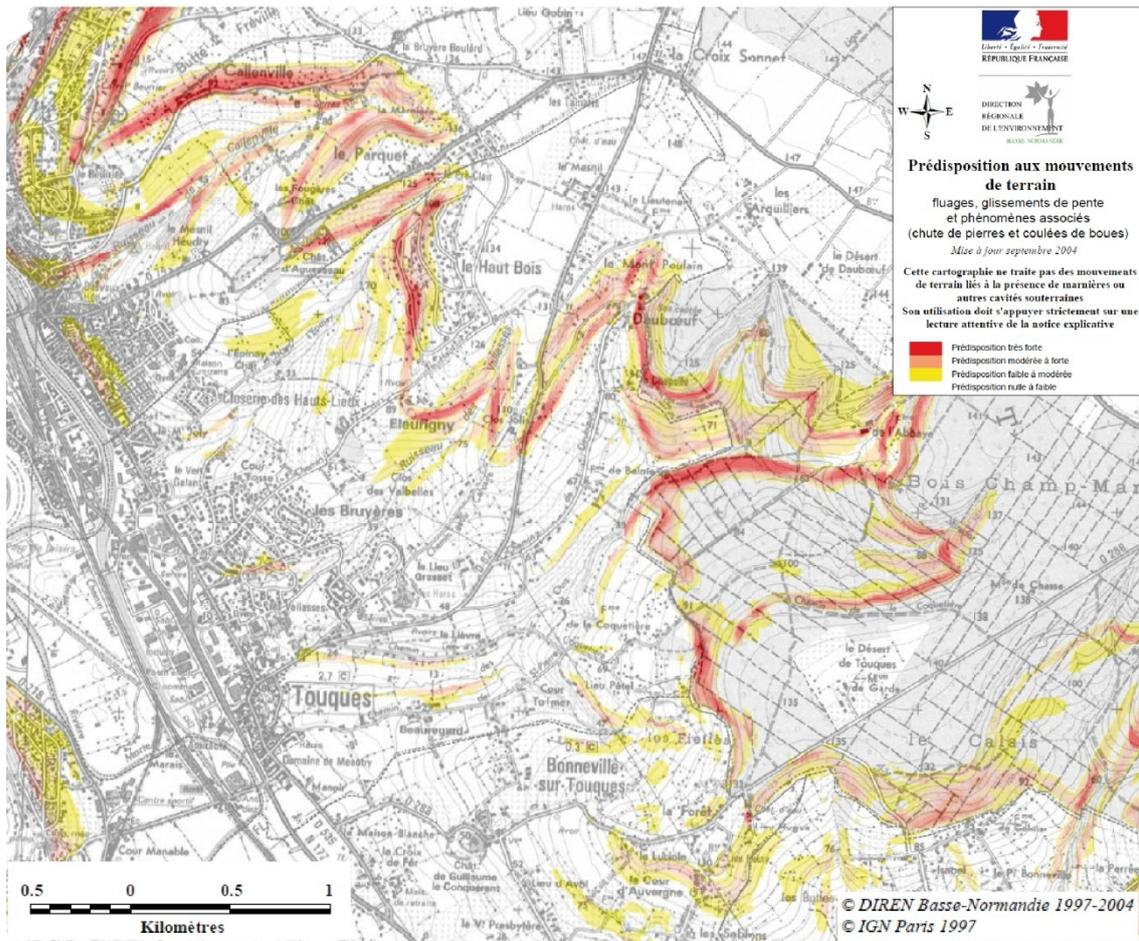


Figure 1.12 : Extrait de la carte de prédisposition aux mouvements de terrain de la DREAL (DREAL, 2004).

Ces cartes sont réalisées sous SIG à l'aide de données thématiques de base représentant des facteurs de prédisposition (pente et géologie uniquement). La pondération des facteurs de prédisposition s'effectue par analyse experte sur la base d'archives bibliographiques. Une validation locale est ensuite réalisée sur quelques communes sélectionnées (DREAL, 2004). Ces cartes sont par nature assez imprécises dans la mesure où elles ne prennent en compte qu'un nombre très limité de facteurs de prédisposition (Pannet *et al.*, 2012). Les phases de calage et de validation ne sont pas expressément bien formulées, ce qui tend à rendre ces cartes non satisfaisantes d'un point de vue scientifique (Fressard *et al.*, 2010).

1.3.2.6. Problèmes d'application des cartes disponibles

La présentation des cartes opérationnelles disponibles illustre bien toute la difficulté consistant à obtenir des cartes préventives à échelle détaillée. Ce problème provient principalement de la cartographie de l'aléa qui pose plusieurs problèmes centrés autour de **trois points fondamentaux** que sont :

- (1) la difficulté à connaître et comprendre les phénomènes ;
- (2) des problèmes dans les choix méthodologiques pour le zonage de l'aléa ;

- (3) la difficulté d'obtention des cartes représentant les facteurs de prédisposition à échelle détaillée.

Les cartes opérationnelles disponibles en *Normandie* se basent sur des méthodes dites “*expert*”. Cependant, d'autres méthodes de cartographie de la susceptibilité et de l'aléa existent. Celles-ci laissent une plus large part à la quantification, ce qui en fait des méthodes considérées comme plus “*exactes*” d'un point de vue scientifique. Ces méthodes s'intègrent dans un cadre théorique strict, considérant de nombreux concepts de base essentiels à leur “*bonne conduite*” et à l'obtention de résultats cohérents.

Afin de replacer ce travail dans un cadre méthodologique plus large, la section suivante sera l'objet d'une présentation sur les concepts de base relatifs aux questions de la cartographie de la susceptibilité et de l'aléa.

1.4. Concepts de base pour l'analyse de la susceptibilité et de l'aléa

Les méthodes de cartographie de la susceptibilité et de l'aléa “*mouvements de versant*” ont été développées depuis les années 1970 pour faire face à des problèmes pratiques d'aménagement (Kienholz, 1978 ; Brabb *et al.*, 1979 ; Carrara *et al.*, 1979). Depuis ces premiers essais, les trois décennies suivantes ont été l'occasion d'un développement intensif de la littérature scientifique sur ce propos. Ainsi, de nombreuses études de cas discutant de l'application de ces méthodes peuvent être trouvées (entre autres dans, Dai & Lee, 2001 ; Yao *et al.*, 2008 ; Ayalew & Yamagishi, 2005 ; Thiery *et al.*, 2007 ; Thiery *et al.*, 2013) ; d'autres présentent des innovations méthodologiques (entre autres, Atkinson & Massari, 1998 ; Chung & Fabbri, 2003 ; Lee *et al.*, 2004 ; van den Eeckhaut *et al.*, 2006 ; Atkinson & Massari, 2011) ou des synthèses (entre autres, Soeters & van Westen, 1996 ; Guzzetti *et al.*, 1999 ; van Westen *et al.*, 2006 ; Chacón *et al.*, 2006).

Les cartes de susceptibilité ou d'aléa présentent d'importantes différences de précision et de fiabilité (Cascini *et al.*, 2005). Ces cartes sont généralement préparées avec une large gamme de données d'entrée qui peuvent être qualitatives ou quantitatives. Parfois, les données nécessaires à la réalisation de ces cartes sont indisponibles. Ainsi, malgré une demande croissante d'outils de gestion de l'aléa et du risque, la majeure partie des démarches opérationnelles fixées sur le plan national en *Europe* se base sur des approches type “*expert*” souvent critiquées par les scientifiques pour leur manque d'objectivité (Malet & Maquaire, 2008 ; Corominas & Mavrouli, 2012).

Depuis 2008, le JRC dans son rapport “*Guidelines for landslide susceptibility, hazard and risk zoning for landuse planning*” (Fell *et al.*, 2008a ; Fell *et al.*, 2008b) tente de faire le point sur ces méthodes afin de définir un cadre méthodologique précis pour les applications opérationnelles. Cette section s'inspire largement de ce rapport et vise à présenter les principaux concepts de base de la cartographie de la susceptibilité et de l'aléa mouvements de versant. Ces procédures cartographiques doivent en effet tenir compte de plusieurs éléments déterminants qui concernent : l'échelle de travail, l'objectif et l'application concrète des cartes, le type de zonage, le niveau de zonage, les données d'entrée, ainsi que la méthode employée. L'analyse du risque est ici volontairement mise de côté pour se focaliser uniquement sur la susceptibilité et l'aléa.

1.4.1. Méthodes et niveaux de cartographie de la susceptibilité et de l'aléa

D'une manière générale, la littérature scientifique identifie **quatre échelles de cartographie de la susceptibilité et de l'aléa** : (1) petite échelle (parfois divisée en deux parties : échelle nationale et échelle régionale) ; (2) échelle moyenne ; (3) échelle large et (4) échelle locale (Soeters & van Westen, 1996 ; Maquaire, 2002 ; Fell *et al.*, 2008a ; Fell *et al.*, 2008b ; Cascini, 2008), (Tableau 1.1).

Tableau 1.1 : Les différentes échelles d'analyse pour l'aléa mouvements de versant (d'après, Soeters & van Westen, 1996 ; Maquaire, 2002 ; Thiery, 2007 ; van Westen *et al.*, 2008)

Echelle	Valeur indicative	Taille indicative de la zone d'étude
Nationale	+ ou - 1/1.000.000 ^{ème}	Pays et/ou région (> 10 000km ²)
Régionale	1/100.000 ^{ème} à 1/500.000 ^{ème}	Région (de 10000 à 10 000km ²)
Moyenne	1/25.000 ^{ème} à 1/100.000 ^{ème}	Bassin versant (de 1 000 à 100km ²)
Large	1/5.000 ^{ème} à 1/25.000 ^{ème}	Bassin versant ou versant (de 100 à 10km ²)
Locale	Du 1/5.000 ^{ème} au 1/1.000 ^{ème}	Versant ou site instable (<10km ²)

Pour la cartographie de la susceptibilité et de l'aléa, il est généralement nécessaire de travailler à différentes échelles de travail imbriquées (Aleotti & Chowdhury, 1999 ; Glade & Crozier, 2005 ; Fell *et al.*, 2008a ; Cascini, 2008 ; Günther *et al.*, 2011). De ce point de vue, **deux approches majeures** coexistent.

- **La première approche** consiste à travailler dans un premier temps à l'échelle du site instable (échelle locale). Chaque facteur d'instabilité est étudié afin de définir un poids respectif à lui attribuer. Il est ensuite possible de modéliser les relations entre ces différents paramètres, pour définir un coefficient de sécurité et identifier des seuils de déclenchement (Maquaire, 2002 ; Malet, 2003). Dans un second temps, il s'agit de transposer ces informations à l'échelle large ou moyenne sur un site plus étendu (Aleotti & Chowdhury, 1999).
- **La seconde approche** est proposée par le JRC (Hervás, 2007 ; Günther *et al.*, 2011). Celle-ci vise à définir les bases d'une gestion optimisée du risque mouvement de versant à échelle européenne. Ici, l'analyse s'organise autour du processus inverse. Elle cherche, dans un premier temps, à identifier à échelle nationale (1/1.000.000^{ème}) la répartition globale des zones les plus susceptibles afin de privilégier les secteurs à forts enjeux (*Tier 1*). Les zones identifiées comme les plus exposées (prioritaires) sont ensuite l'objet d'investigations plus poussées sur deux niveaux. Le *Tier 2* consiste en une analyse à l'échelle locale. Enfin pour les zones soumises aux plus forts enjeux, le *Tier 3* est appliqué et consiste en une analyse plus poussée à l'échelle du site instable (échelle locale).

Ainsi, ces deux approches ne sont pas antagonistes et peuvent coexister. Il apparaît difficile d'engager des démarches à échelle locale sans avoir une vision au préalable de la répartition régionale, voire nationale de l'aléa. Il faut nécessairement s'orienter vers les secteurs prioritaires. Par opposition, engager des démarches à petite échelle sans avoir connaissance du fonctionnement et des particularités locales des processus conduira nécessairement à de nombreuses approximations.

Cependant, il reste très difficile de transposer des résultats d'une échelle à l'autre. Ceci implique une trop grande simplification des données et des résultats hasardeux. Ainsi, la transposition des résultats acquis à l'échelle du site d'étude à l'ensemble d'une région ou d'un bassin versant implique une extrême simplification de nombreux paramètres comme par exemple les formations superficielles et les battements de la nappe (Corominas *et al.*, 2003 ; van Westen *et al.*, 2006). De la même manière, transposer à échelle locale une carte produite à échelle régionale ou nationale ne permet pas de prendre en compte de nombreuses subtilités locales et conduit nécessairement à un zonage approximatif et erroné (van Westen *et al.*, 2006 ; Cascini, 2008).

Face à ce constat, il est donc nécessaire de travailler à une échelle définie et la transposition des résultats vers une autre échelle doit être évitée ou réalisée avec une extrême précaution (Thiery, 2007). Dans ce contexte, Fell *et al.* (2008a) proposent de travailler selon une démarche par niveaux. Ces niveaux sont définis suivant l'objectif final du zonage, le type de zonage, l'échelle de travail requise, les données disponibles et la méthode de travail retenue (type de méthode et complexité de l'analyse).

1.4.2. Objectif des cartes

L'objectif des cartes, c'est-à-dire leur application pratique à terme, est un facteur essentiel dans le choix de l'échelle de travail et de la méthodologie à employer. Celui-ci va fortement influencer le degré de certitude et la précision nécessaire pour l'analyse des facteurs de prédisposition, de déclenchement et du zonage des zones susceptibles. Une carte de susceptibilité à l'échelle régionale visant simplement à informer les décideurs et les populations va pouvoir être réalisée rapidement, avec un minimum de données suivant une procédure "*basique*" de cartographie. D'un autre côté, une carte à l'échelle locale ayant une valeur opposable devra nécessiter une analyse beaucoup plus précise. Elle devra utiliser un inventaire détaillé des phénomènes, la création de nouvelles données non disponibles et une procédure de calcul sophistiquée de la part respective des différents facteurs de prédisposition et de déclenchement. Ainsi, Fell *et al.* (2008a) propose **quatre classes** définissant les objectifs appliqués des cartes :

- (1) zonage "*informatif*", visant à simplement informer les acteurs locaux ;
- (2) zonage "*consultatif*" incitant à prendre en compte la cartographie dans l'aménagement du territoire ;
- (3) zonage "*statutaire*" ayant une valeur opposable au tiers ;
- (4) zonage "*de conception*" réservé à l'implantation de nouvelles infrastructures sur des sites potentiellement instables.

1.4.3. Le type de zonage

En lien avec l'objectif de la carte, différents degrés d'analyse sont possibles. Ceux-ci correspondent à la prise en compte de différents aspects du fonctionnement des phénomènes. **Trois types de zonage** sont couramment définis pour les mouvements de versant (Fell *et al.*, 2008a) :

- **L'inventaire des glissements** : l'inventaire définit la localisation, la typologie, la classification, l'identification de la taille, du volume, de la date d'occurrence et d'aires caractéristiques des mouvements de versant. Ceci

constitue la première étape de l'analyse qui peut constituer une première approche de la susceptibilité.

- **La cartographie de la susceptibilité** définit la localisation et la caractérisation des mouvements de versant identifiés sur le site d'étude, ainsi que l'estimation des zones pouvant potentiellement être affectées dans le futur. Elle concerne principalement les zones "*sources*" des mouvements de versant (zones de rupture) et, intègrent parfois des informations sur les zones pouvant être touchées par la propagation et/ou la régression des mouvements. Les zones potentiellement soumises à la rupture et les zones soumises à la propagation/régression des mouvements sont généralement analysées de manière indépendante. La susceptibilité ne tient pas compte de la fréquence des mouvements de versant (probabilité annuelle), ni de leur intensité (volume et magnitude potentielle) ;
- **La cartographie de l'aléa** se base généralement sur la cartographie de la susceptibilité, à laquelle est intégrée la dimension temporelle (probabilité annuelle). L'aléa est exprimé comme la fréquence d'un type particulier de mouvement, d'un certain volume et/ou d'une certaine intensité.

1.4.4. Méthodes pour la cartographie de la susceptibilité et de l'aléa

De très nombreuses méthodes existent pour la cartographie de la susceptibilité et de l'aléa (Figure 1.13). Celles-ci mobilisent différents aspects de la géomorphologie, de la géotechnique ou de la statistique et, s'illustrent par des **méthodes plus ou moins complexes permettant d'atteindre différents degrés de certitude et différentes qualités de zonage**. L'objectif de cette sous-section est de présenter succinctement, pour le lecteur non averti, les grands types de méthodes existantes. Elle n'a pas vocation à en présenter une revue exhaustive et détaillée qui peut être trouvée, entre autres, dans Soeters & van Westen, 1996 ; Chacón *et al.*, 2006 ; Thiery, 2007 ; Kanungo *et al.*, 2012 et Poiraud, 2012.

Sur le plan méthodologique, **deux grands types d'approches** peuvent être identifiées pour la cartographie de la susceptibilité et/ou de l'aléa : les approches qualitatives et les approches quantitatives.

1.4.4.1. Approches qualitatives

La cartographie d'inventaire, ainsi que les approches expertes (ou heuristiques) font partie des méthodes qualitatives.

L'inventaire des glissements constitue la source d'information de base de toute analyse spatiale, permettant de calibrer et/ou valider les modèles (Guzzetti *et al.*, 1999). Même si ceux-ci ne sont pas directement nécessaires à la construction des modèles (exemple des modèles déterministes), les informations sur la localisation des phénomènes permettent une validation du pouvoir prédictif des résultats (Santacana *et al.*, 2003 ; Beguería, 2006 ; Guzzetti *et al.*, 2006). Les inventaires doivent ainsi faire l'objet d'une attention particulière, et des moyens conséquents doivent être alloués à leur réalisation, dans la mesure où seuls des inventaires de bonne qualité permettront une analyse spatiale robuste (Glade & Crozier, 2005). À échelle large, les **inventaires** peuvent contenir des informations très précises sur les caractéristiques des mouvements de versant (type de phénomène, âge, état d'activité, période de retour, etc.) et **peuvent ainsi être considérés comme des formes élémentaires de cartes de susceptibilité** (Thiery, 2007). À petite échelle, l'inventaire représenté sous

forme ponctuelle peut également constituer une première approche de la cartographie de la susceptibilité, informant sur la répartition générale des phénomènes (Gibson *et al.*, 2012). Ces cartes se contentent de faire un état des lieux de la localisation des mouvements de versant et ne proposent pas d'informations sur la localisation potentielle d'autres phénomènes (Chacón *et al.*, 2006 ; Fell *et al.*, 2008a ; Kanungo *et al.*, 2012).

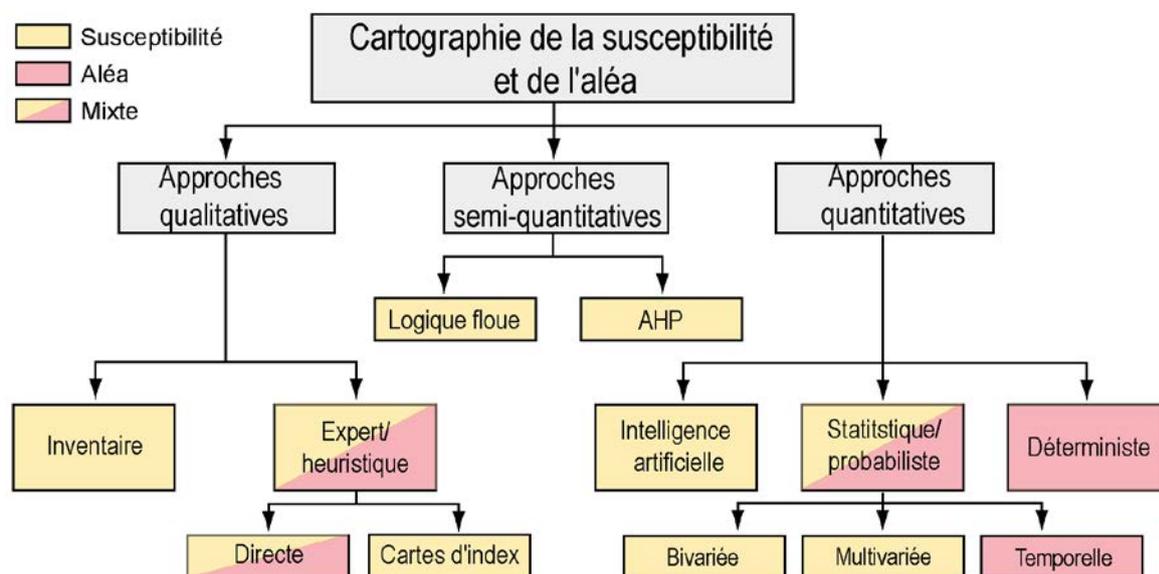


Figure 1.13 : Diagramme représentant des différentes méthodes de cartographie de la susceptibilité et de l'aléa suivant le type d'approche.

L'approche experte ou **heuristique** constitue un second type **d'approche qualitative**. Dans ce cas, la localisation potentielle de la susceptibilité ou de l'aléa est basée sur la connaissance *a priori* et l'expérience locale (ou par analogie avec des cas similaires) d'un expert en charge de l'étude. Les **approches expertes** sont basées sur l'utilisation de données spatialisées pour la localisation des zones potentiellement instables (pente, géologie, hydrologie, géomorphologie, géotechnique, occupation du sol etc.). Ces données sont acquises au travers de campagnes de terrain, de l'analyse d'images aériennes ou peuvent être directement disponibles. Dans le cas des **approches expertes**, la cartographie géomorphologique ou morphodynamique constitue une des bases essentielles de l'évaluation de la susceptibilité ou de l'aléa (Kienholz, 1978 ; Amadesi & Vianello, 1978 ; Porcher & Guillope, 1979).

L'expert pondère ainsi les différents facteurs sur la base de sa propre expérience. La méthode de cartographie peut être **directe**, l'expert définissant manuellement les limites de différentes zones potentiellement stables ou instables (van Westen, 2000 ; van Westen *et al.*, 2003 ; Thiery, 2007). Il peut également avoir recours à des applications sous SIG (**systèmes d'analyse hiérarchique** ou **cartes d'index**) permettant d'attribuer un poids à chacun des facteurs de prédisposition représentés par différentes couches thématiques. Celles-ci sont ensuite automatiquement combinées (Stevenson, 1977 ; Saaty, 1980 ; Castellanos Abella & van Westen, 2008 ; Malet *et al.*, 2009 ; Malet *et al.*, 2011). Cependant, l'estimation des poids est fortement dépendante de la personne en charge de l'étude. Les critères d'évaluation ne sont pas nécessairement clairs et identifiables par d'autres, ce qui constitue le problème majeur de ce type d'approche. Le caractère reproductible des cartes expertes est donc limité. Cependant, la subjectivité n'est pas nécessairement mauvaise dans la mesure

où elle est basée sur l'opinion d'un expert (van Westen, 2000). Si ce dernier possède une solide connaissance du terrain et des processus, les cartes peuvent être très précises et applicables, notamment pour des approches préliminaires de la susceptibilité (Glade & Crozier, 2005). Comme précisé précédemment, pour le *Plan de Prévention des Risques* (PPR), l'**approche experte** (approche géomorphologique à échelle large, 1/10.000^{ème}) est utilisée pour produire des cartes d'aléa (MATE & METL, 1999).

1.4.4.2. Approches semi-quantitatives

D'autres méthodes, telles que les **logiques floues** sont considérées comme des méthodes **semi-quantitatives** (Thiery, 2007). Dans le cas présent, après "*fuzification*" des variables (transformation des facteurs de prédisposition sur une échelle de 0 à 1 fonction de leur importance dans le processus), celles-ci sont pondérées entre elles par des opérateurs flous (AND, OR, SUM, PRODUCT, GAMMA), (Thiery, 2007). Cette méthode permet de formaliser des règles définies par l'expert. Elle garde la souplesse de l'approche experte mais, est considérée comme plus objective par le cadre formaliste qu'elle impose à son application (Poiraud, 2012). De nombreux exemples d'application des logiques floues à la cartographie de la susceptibilité aux mouvements de versant peuvent être trouvés, entre autres, dans Bonham-Carter (1994), Ercanoglu & Gokceoglu (2002), Pradhan (2011), Thiery et al. (2013). D'autre part, certains **systèmes d'analyse hiérarchique (AHP)** peuvent être considérés comme un autre type de méthodes **semi-quantitatives**, notamment les systèmes de combinaison par paires (Saaty, 1980 ; Saaty & Vargas, 2001).

1.4.4.3. Approches quantitatives

Par opposition aux méthodes expertes, les **approches quantitatives** sont basées sur des critères de pondération "*objectifs*", théoriquement reproductibles, produisant des résultats identiques avec les mêmes jeux de données. Ces méthodes incluent les **approches statistiques, les approches probabilistes, l'intelligence artificielle, les modèles déterministes et les approches temporelles**.

Au sein de ces méthodes, les **approches probabilistes** sont les plus utilisées. Celles-ci analysent les relations statistiques entre la localisation des phénomènes (passés et présents) et un jeu de données spatialisées représentant les facteurs de prédisposition (pente, géologie, occupation du sol, formations superficielles, etc.). Sur la base de cette relation, une densité de phénomènes peut être calculée permettant de dériver des pondérations.

Les **méthodes bivariées** peuvent être utilisées pour comparer chaque facteur avec la localisation des phénomènes. Les poids sont ici calculés en fonction de la relation entre chaque facteur et les mouvements de versant de manière indépendante. Plusieurs **méthodes bivariées** ont été proposées dans la littérature. Les principales divergences concernent la méthode sélectionnée pour le calcul des pondérations (allant du simple calcul de densité à l'introduction de méthodes bayésiennes). Les méthodes les plus couramment utilisées sont la **méthode de susceptibilité** (*landslide susceptibility method*) (Brabb, 1984 ; van Westen, 1993), la **méthode de pondération de l'information** (*information value method*) (Yin & Yan, 1988 ; Saha et al., 2005) et la **théorie de l'évidence** (*Weight of Evidence*) (van Westen, 1993 ; Bonham-Carter, 1994 ; Lee et al., 2002 ; Süzen & Doyuran, 2004b ; Thiery, 2007 ; Neuhäuser & Terhorst, 2007).

Cependant, en utilisant des méthodes de **statistiques multivariées**, toutes les combinaisons entre les facteurs peuvent être mises en relation avec la localisation des glissements *via* une matrice. Cette matrice peut ensuite être analysée par des tests statistiques tels que **l'analyse discriminante** (Baeza & Corominas, 2001 ; Santacana *et al.*, 2003), la **régression multiple** (Carrara, 1983 ; Chung *et al.*, 1995), la **régression logistique** (Ayalew & Yamagishi, 2005 ; van den Eeckhaut *et al.*, 2006 ; Bai *et al.*, 2010) ou les **modèles additifs généralisés** (Brenning & Trombotto, 2006 ; Brenning, 2008 ; Petschko *et al.*, 2012). Parmi ces méthodes, la **régression logistique** est la plus employée actuellement et de nombreuses études comparatives la considèrent **comme la méthode la plus robuste pour la cartographie de la susceptibilité** (Süzen & Doyuran, 2004a ; Brenning, 2005 ; van den Eeckhaut *et al.*, 2010 ; Rossi *et al.*, 2010 ; Oh *et al.*, 2010).

Plus récemment, de nouvelles méthodes, principalement issues de **l'intelligence artificielle** sont également utilisées pour la cartographie de la susceptibilité telles que les **réseaux de neurones** (Lee *et al.*, 2003 ; Ermini *et al.*, 2005 ; Ercanoglu, 2005), les **arbres de décision** (Yeon *et al.*, 2010 ; Nefeslioglu *et al.*, 2010) ou les **machines à vecteur de support** (Yao *et al.*, 2008 ; Xu *et al.*, 2012). Les **réseaux de neurones**, par exemple, fonctionnent sur le principe de pondération par apprentissage progressif (rétropropagation). L'objectif est d'ajuster les poids *via* une multitude d'itérations, en considérant les erreurs entre les valeurs obtenues et l'objectif espéré (reconnaissance des glissements) (Lee *et al.*, 2003).

Ces tests statistiques donnent des informations (scores) sur les facteurs ou la combinaison de facteurs permettant d'expliquer au mieux l'occurrence des mouvements de versant. Les zones dépourvues de mouvement mais, dont l'association des scores équivaut à celles affectées par des mouvements, sont considérées comme susceptibles (Figure 1.14). Le résultat de ces méthodes de cartographie ne propose qu'une évaluation de la susceptibilité (probabilité spatiale), dans la mesure où celles-ci ne contiennent pas d'informations sur l'occurrence temporelle ou la magnitude des phénomènes. Pour la cartographie de l'aléa *stricto sensu*, deux types d'approches quantitatives existent : les **approches déterministes** et les **approches temporelles** (Figure 1.11).

Les **méthodes déterministes** utilisent des données topographiques (pente, exposition et courbure des versants, etc.) couplées à des données hydrologiques (saturation des sols, perméabilité, conductivité hydraulique etc.) et des données géotechniques (cohésion, angle de frottement interne, poids spécifique etc.) pour analyser la stabilité des versants (facteur de sécurité), (Morgenstern, 1992). Ces approches sont, pour la plupart, basées *sur des modèles de pente infinie* à l'image des célèbres SHALSTAB (Montgomery & Dietrich, 1994 ; Dietrich & Montgomery, 1998) ou SINMAP (Pack *et al.*, 1998 ; Pack *et al.*, 1999). Les méthodes déterministes nécessitent de disposer de jeux de données très importants qui doivent être acquis par de longues campagnes de mesure sur le terrain et en laboratoire. Ces modèles sont donc généralement appliqués à très grande échelle sur des sites de faible extension. La généralisation de ces approches à l'échelle du bassin versant oblige à introduire de nombreuses approximations dans l'interpolation des données, ce qui les rend généralement moins performantes que des approches statistiques à échelle large (Zizioli *et al.*, 2013).

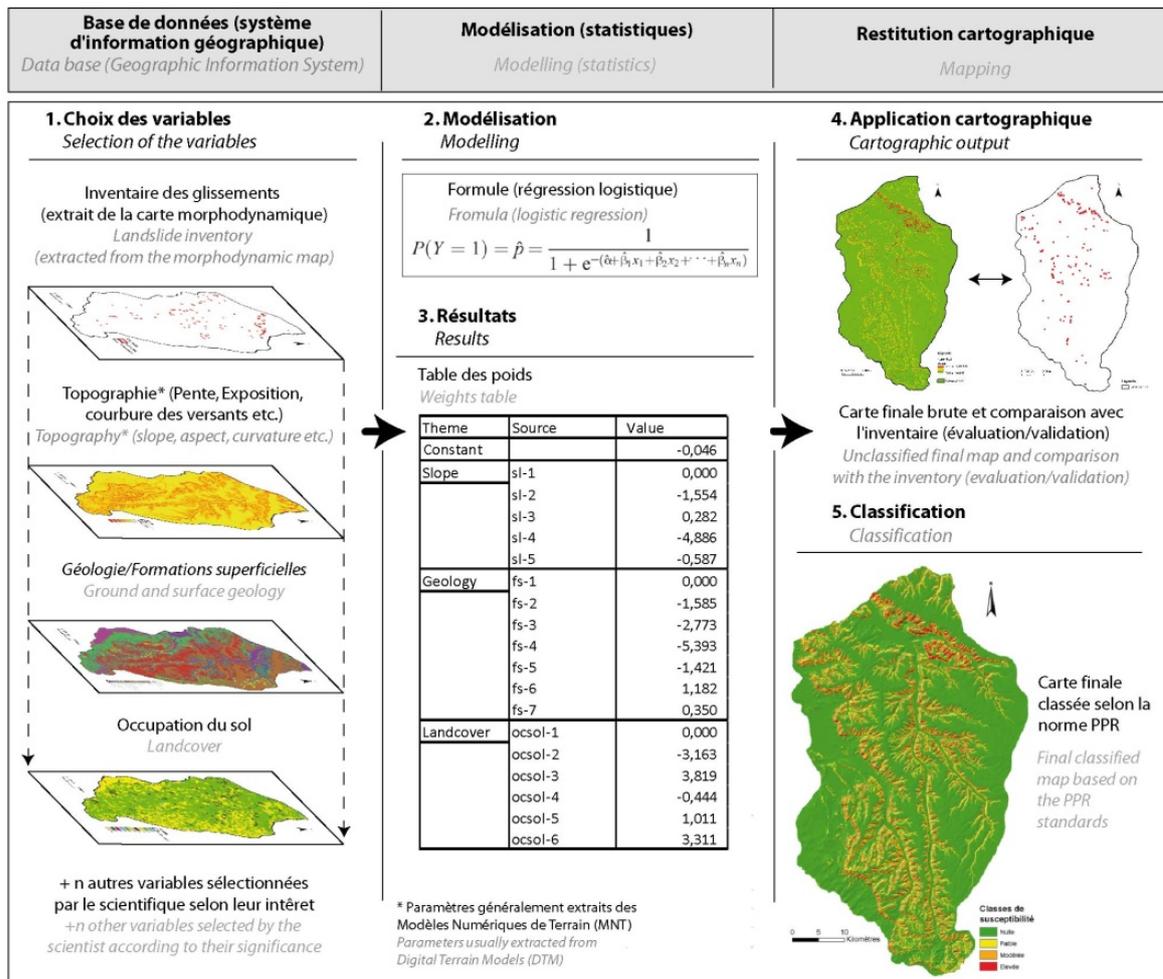


Figure 1.14 : Les différentes étapes de cartographie de la susceptibilité, exemple de la régression logistique (in Mercier et al., 2013)

Enfin, les **méthodes temporelles** visent à intégrer des informations sur la variation temporelle de la fréquence et de la magnitude des phénomènes aux cartes de susceptibilité (Zêzere et al., 2004 ; Remondo et al., 2005). Cette méthode est généralement appliquée aux mouvements de versant à commande hydrologique déclenchés par des précipitations intenses. La probabilité de survenance des phénomènes est estimée en lien avec la période de retour des événements déclencheurs. Une analyse du couple intensité/durée des précipitations et des dates d'occurrence des phénomènes permet d'établir un ou plusieurs seuils de déclenchement (Corominas et al., 2003). Le couple magnitude/fréquence des mouvements peut également être analysé par des méthodes statistiques, permettant une approche probabiliste (Malamud et al., 2004). Les résultats finaux sont généralement présentés sous forme de cartes multiples, proposant différents scénarios selon plusieurs périodes de retour et plusieurs degrés d'intensité (Guzzetti et al., 2005 ; Jaiswal et al., 2010). Les méthodes temporelles nécessitent la disponibilité de jeux de données précis relatifs à la date de déclenchement des phénomènes, et ce en quantité suffisante, pour pouvoir mener une analyse statistique. De même, des données pluviométriques, au pas de temps journalier, sont indispensables.

1.4.5. Données d'entrée

La question des données d'entrée constitue le dernier point fondamental de la cartographie de la susceptibilité. Les mouvements de versant sont généralement commandés par la combinaison d'une multitude de facteurs qu'il faut analyser et pondérer simultanément pour obtenir une évaluation performante de la susceptibilité ou de l'aléa. Il est ainsi nécessaire de disposer de jeux de données conséquents ayant un rapport de cause à effet direct avec la prédisposition et/ou le déclenchement des phénomènes (van Westen *et al.*, 2008 ; Cascini, 2008). En fonction des données disponibles et/ou acquises spécifiquement pour l'étude, différentes méthodes, s'attachant à évaluer ou quantifier plus ou moins précisément les processus, peuvent être utilisées. La qualité et la précision du résultat final sont donc intimement liées à ces deux composantes. Cascini (2008) propose une classification en trois niveaux de zonage relatifs à la quantité/qualité des données et la méthode retenue (Tableau 1.2 et 1.3).

Tableau 1.2 : Classification des différents niveaux de complexité de zonage en fonction des méthodes et données utilisées : cas de la cartographie de la susceptibilité aux mouvements de versant (d'après Cascini, 2008)

Niveau de zonage	Méthode	Données d'entrée		
		Inventaire, topographie, géologie, géomorphologie	Ajout des sols/formations superficielles et profondeur	Ajout de l'hydrogéologie et géotechnique
Basique	Heuristique, modèle expert	X		
Intermédiaire	Analyse statistique	X	X	
Sophistiqué	Modèle déterministe	X	X	X

Tableau 1.3 : Classification des différents niveaux de complexité de zonage en fonction des méthodes et données utilisées : cas de la cartographie de l'aléa mouvements de versant (d'après Cascini, 2008)

Niveau de zonage	Méthode	Données d'entrée		
		Géomorphologie, images aériennes, incidents	Ajout des facteurs de déclenchement	Ajout des paramètres géotechniques
Basique	Heuristique, modèle expert	X		
Intermédiaire	Analyse statistique	X	X	
Sophistiqué	Analyse statistique ou déterministe	X	X	X

La résolution et la qualité des données doivent être en stricte adéquation avec l'échelle de travail. Il est par exemple facile de générer un raster de 20 mètres de résolution à partir d'une carte géologique au 1/1.000.000^{ème} dans un SIG. Cette carte rééchantillonnée va pouvoir être utilisée pour une analyse au 1/25.000^{ème}. Cependant, l'information stockée dans ce raster à 20 mètres de côté ne représente que son échelle d'origine et a donc, de fait, très peu de valeur lorsqu'elle est comparée avec des données produites à une échelle plus grande comme la localisation des mouvements de versant. Même si ces considérations apparaissent évidentes, il est parfois tentant d'avoir recours à ce type de pratique lorsque les données sont manquantes, notamment dans le cadre de la cartographie appliquée où il est nécessaire d'obtenir des résultats rapidement et à des coûts toujours plus faibles (Glade & Crozier, 2005 ;

Akgun, 2012). D'une manière générale, l'analyse spatiale ne peut être conduite qu'à l'échelle de la donnée ayant la plus faible résolution (Glade & Crozier, 2005).

La cartographie de la susceptibilité et de l'aléa mouvements de versant répondent donc à des règles strictes qui gravitent autour de quatre points fondamentaux : (1) l'objectif du zonage, (2) le type de zonage, (3) le niveau de zonage et (4) l'échelle de travail. Ces différents concepts de base sont en interrelation et doivent être systématiquement pris en compte pour toute approche cartographique. Une vue synthétique croisée de ces interrelations, combinée à des recommandations sur l'utilisation des méthodes, est proposée par Fell *et al.* (2008a), (Tableau 1.4).

Le positionnement des cartes de susceptibilité et d'aléa disponibles en Normandie dans cette synthèse illustre bien le décalage entre les recommandations des scientifiques et les procédures de cartographie réellement appliquées par les pouvoirs publics.

Tableau 1.4 : Synthèse croisée des différents types et niveaux de complexité de zonage suivant l'objectif cartographique et échelle de travail indicative (Fell et al., 2008a)

Objectif	Type de zonage			Niveau de zonage			Echelle des cartes
	Inventaire	Susceptibilité	Aléa	Basique	Intermédiaire	Sophistiqué	
Zonage régional							
Informatif	X	X		X			1/25.000 ^{ème} à
Consultatif	X	X	(X)	X	(X)		1/250.000 ^{ème}
Statutaire	NR						
Zonage local							
Informatif	X	X	X	X	(X)		1/25.000 ^{ème} à
Consultatif	(X)	X	X	X	X	X	1/5.000 ^{ème}
Statutaire		(X)	X		X	X	
Site spécifique							
Informatif	NR						1/5.000 ^{ème} à
Consultatif	NE						1/1.000 ^{ème}
Statutaire		(X)	X		X	X	
Conception		(X)	(X)		(X)	X	

Notes : X = Applicable ; (X) potentiellement applicable ; NR = Non recommandé ; NE = Non exploitable

1.5. Conclusion du chapitre 1

Les mouvements de versant constituent un aléa naturel conséquent dans les régions de collines et plateaux du nord-ouest de l'Europe. À ce titre, la Normandie et plus particulièrement la partie continentale du *Pays d'Auge* n'est pas épargnée par ces phénomènes.

Cependant, en comparaison aux autres aléas naturels affectant cette région (coulées de boue, effondrements, chutes de blocs, etc.), les mouvements de versant ont fait l'objet de peu d'études spécifiques. Ceux-ci sont donc relativement mal connus en termes de typologie, localisation et intensité.

Les cartes de prévention disponibles (carte ZERMOS, PER, PPR, carte de prédisposition de la DREAL-BN) se basent sur des méthodes expertes, souvent critiquées par les scientifiques pour leur manque d'objectivité et de reproductibilité.

Des méthodes de cartographie alternatives existent, permettant d'obtenir des résultats plus robustes en termes de qualité de zonage de la susceptibilité et de l'aléa. Ces méthodes requièrent cependant de longues procédures de calage/validation et de sélection des données en fonction des objectifs cartographiques et de l'échelle d'analyse.

Ainsi, les objectifs de cette thèse sont en lien direct avec ces deux dernières considérations, s'intégrant à la fois dans un contexte thématique à entrée régionale et un contexte de développement méthodologique visant :

- (1) à apporter des éléments de réponse sur la caractérisation, la typologie et la répartition spatiale des mouvements de versants dans la partie continentale du *Pays d'Auge* et ;
- (2) à tester l'apport et l'applicabilité des méthodes de cartographie indirecte à ces milieux de plateaux, pour lesquels peu d'études de cas sont disponibles.

Chapitre 2

Cadre physio-géographique régional

2.1. Introduction

Le *Pays d’Auge* est la région normande la plus affectée par des phénomènes de mouvements de versant (Chapitre 1). Les cadres morpho-structural, hydro-climatique et d’occupation/usage du sol constituent des facteurs de prédisposition et de déclenchement des phénomènes. Ce second chapitre vise à présenter les caractéristiques physio-géographiques générales de cette région en insistant sur les particularités locales responsables de la présence des mouvements de versant.

La section 2.2 présente le **cadre morpho-structural régional**. Seront abordées successivement les questions du modelé, de la lithologie/stratigraphie ainsi que des dynamiques quaternaires et de mise en place des formations superficielles

La section 2.3 s’attarde sur le **cadre hydro-climatique**. Après une brève présentation du cadre climatique régional, cette section présente le cadre hydrologique et hydrogéologique de la région.

La section 2.4 décrit les **particularités de l’occupation et usage du sol**. Le *Pays d’Auge* est en effet une région fortement anthropisée, présentant de nombreuses formes de modification du milieu, notamment du fait du contexte agricole. Les changements d’occupation du sol sont donc importants et répondent à différentes logiques de production, étroitement liées au contexte social régional.

2.2. Cadre morpho-structural du *Pays d’Auge*

Le *Pays d’Auge* est une région agricole bien délimitée de la *Normandie* (Reinhard, 1923). Elle se localise principalement sur deux départements. Elle recouvre le tiers est du *Calvados*, ainsi que le quart nord-est de *l’Orne*. Plus marginalement, quelques communes du département de *l’Eure* lui sont également associées. Elle constitue une région charnière entre la *Haute* et la *Basse-Normandie*. Cette région se distingue à la fois sur le plan des paysages, de l’orientation agricole, mais également sur le plan géomorphologique (Duval, 1951). Le *Pays d’Auge* constitue la terminaison occidentale normande du *Bassin parisien*. Celui-ci s’individualise nettement du *Massif armoricain* par son cadre topo-morphologique et géologique (Figure 2.1).

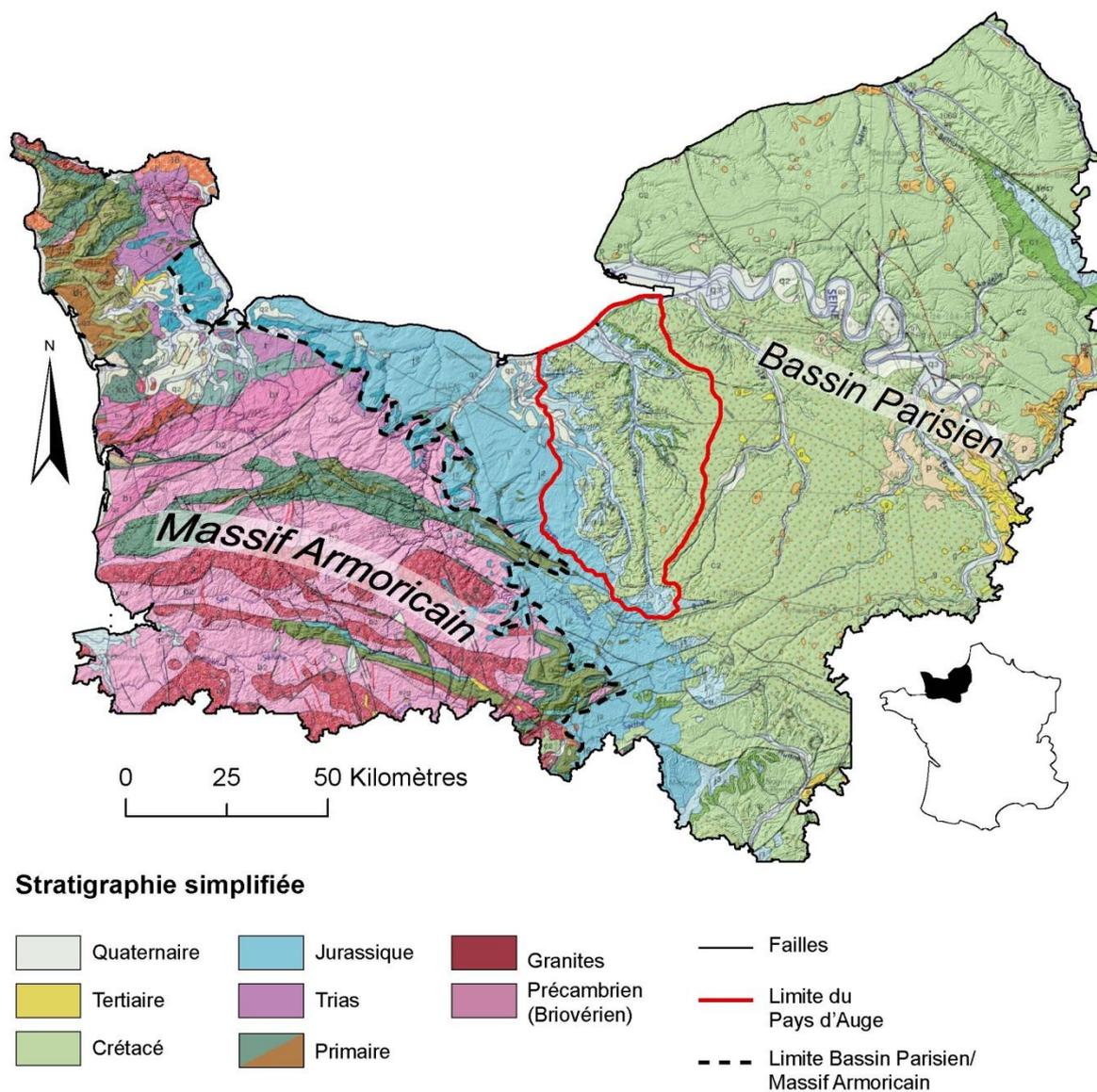


Figure 2.1 : Carte géologique au 1/1.000.000^{ème} de la Normandie et localisation du Pays d'Auge (d'après la carte géologique de la France au 1/1.000.000^{ème} du BRGM)

2.2.2. Caractéristiques topo-morphologiques

Le *Pays d'Auge* s'inscrit pleinement dans le schéma structural du *Bassin parisien*, caractérisé par un paysage de plateaux aux vallées encaissées et une succession de reliefs de cuesta à faible pendage (Klein, 1975).

Il s'étend globalement entre la rive droite de la *Dives* et le bassin versant de la *Touques*. Il est délimité au nord par des falaises vives et escarpées des *Vaches Noires* et de la *Côte Fleurie*. À l'ouest, la *Dives* fait généralement office de frontière naturelle entre le *Pays d'Auge* et la *plaine de Caen*. Au sud, le plateau du *Pays d'Auge* laisse progressivement la place aux collines du *Perche* dont la limite se trouve globalement aux environs des villes du *Merlerault* et de *Gacé*. Enfin, la transition entre le *Pays d'Auge* et les plateaux du *Lieuvin* et du *Pays d'Ouche* s'opère de manière plus progressive sur la partie est ; ceux-ci présentant un aspect plus massif et un encaissement moindre des vallées (Figure 2.2).

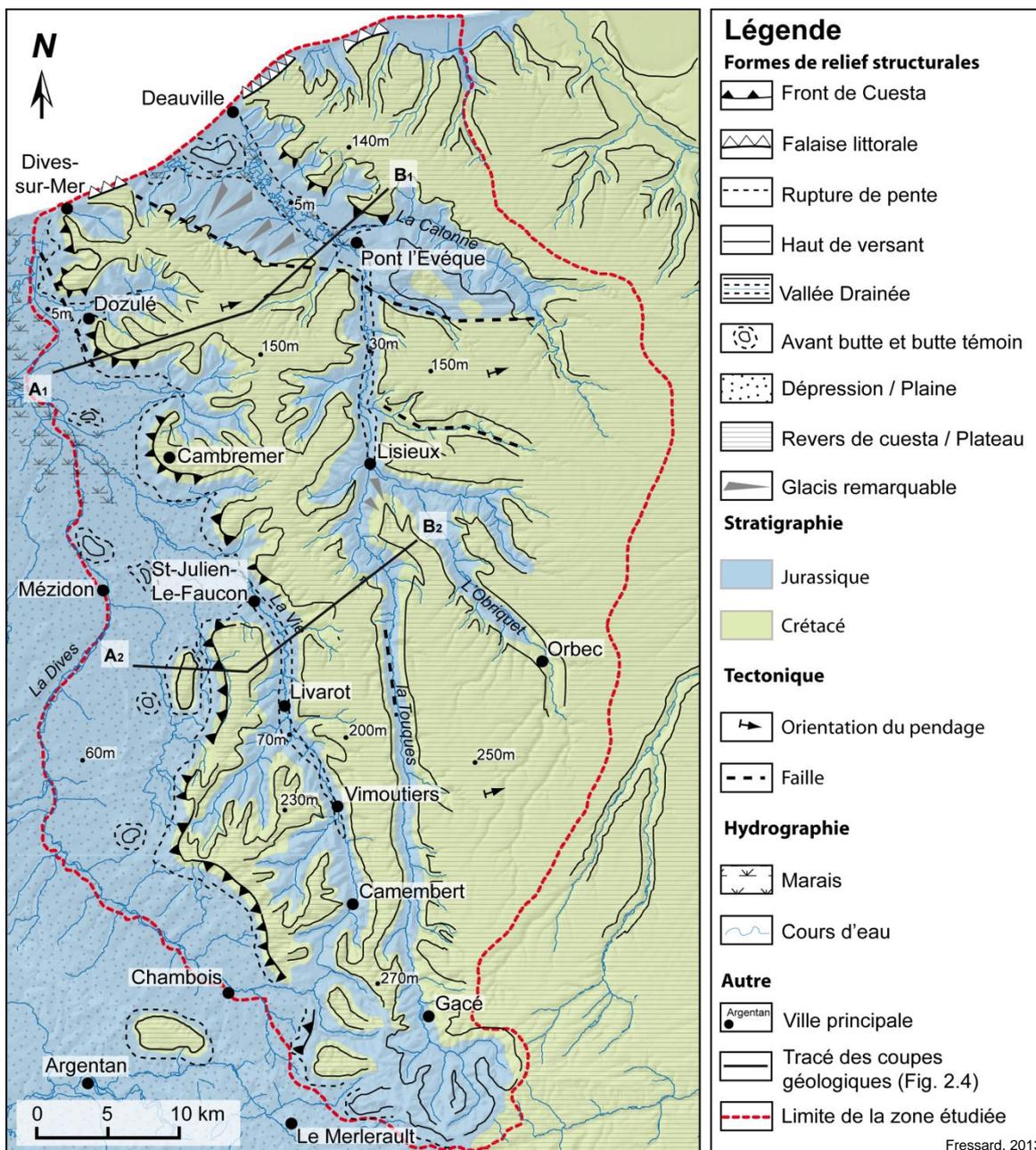


Figure 2.2 : Croquis géomorphologique simplifié du Pays d'Auge

Le plateau du *Pays d'Auge* constitue un **vaste revers de cuesta** profondément disséqué par de nombreuses vallées. La surface structurale du plateau est globalement orientée vers l'est et se relève progressivement du nord au sud, passant de 150 mètres dans la partie nord à environ 250 mètres dans la partie sud. La région de *Gacé* constitue le point de surrection majeur de cette région au-delà duquel les cours d'eau, pour la partie *Pays d'Auge* s'écoulent vers le nord (appartenant au bassin hydrographique *Seine-Normandie*), tandis que pour la partie *Perche*, les cours d'eau s'écoulent vers le sud-ouest (bassin hydrographique *Pays de Loire*).

L'aspect très disséqué de ce plateau laisse apparaître de nombreux vallons et vallées encaissés. Ceux-ci se caractérisent par un tracé rectiligne, des profils en V pour les petits vallons secondaires et des profils en U pour les vallées des principaux fleuves (la *Dives* et la *Touques*). Les versants ont un commandement variable allant

globalement de quelques dizaines de mètres à cent cinquante mètres pour les vallées les plus encaissées (vallées de la *Vie* et de la *Touques*).

Le plateau du *Pays d'Auge* est caractérisé par une **structure monoclinale** reposant sur un binôme stratigraphique Jurassique/Crétacé majoritairement composé de **faciès argilo-marneux et crayeux**. Le pendage est orienté vers le cœur du *Bassin parisien* et plonge légèrement vers l'Est avec une inclinaison de l'ordre de 1 à 2 degrés (Dangeard, 1951; Doré *et al.*, 1987). La terminaison occidentale du plateau s'opère sous la forme d'un **front de cuesta largement festonné** orienté nord/sud. Ce talus d'un commandement de 150 à 200 mètres domine la dépression orthoclinale (plaine de la Dives) aux altitudes très faibles et partiellement marécageuse (de 0 à 5 mètres pour la partie nord à quelques dizaines de mètres pour la partie sud du *Pays d'Auge*) (Figure 2.2).

Le *Pays d'Auge* est caractérisé par un **réseau de failles peu développé**. Cinq failles majeures peuvent être identifiées dans la région (Figure 2.2 ; 2.4 et 2.5). Celles-ci mettent parfois en évidence certaines discordances dans la structure (Figure 2.3 et 2.4). Une description détaillée de celles-ci peut être trouvée dans Payren (1970b) et Ménillet *et al.*, (1999b). Elles sont généralement associées à des déformations post-Crétacé et permettent d'expliquer, pour la plupart, le tracé des cours d'eau comme par exemple la *Touques* dont deux failles principales semblent avoir contraint la morphologie (Figure 2.2).

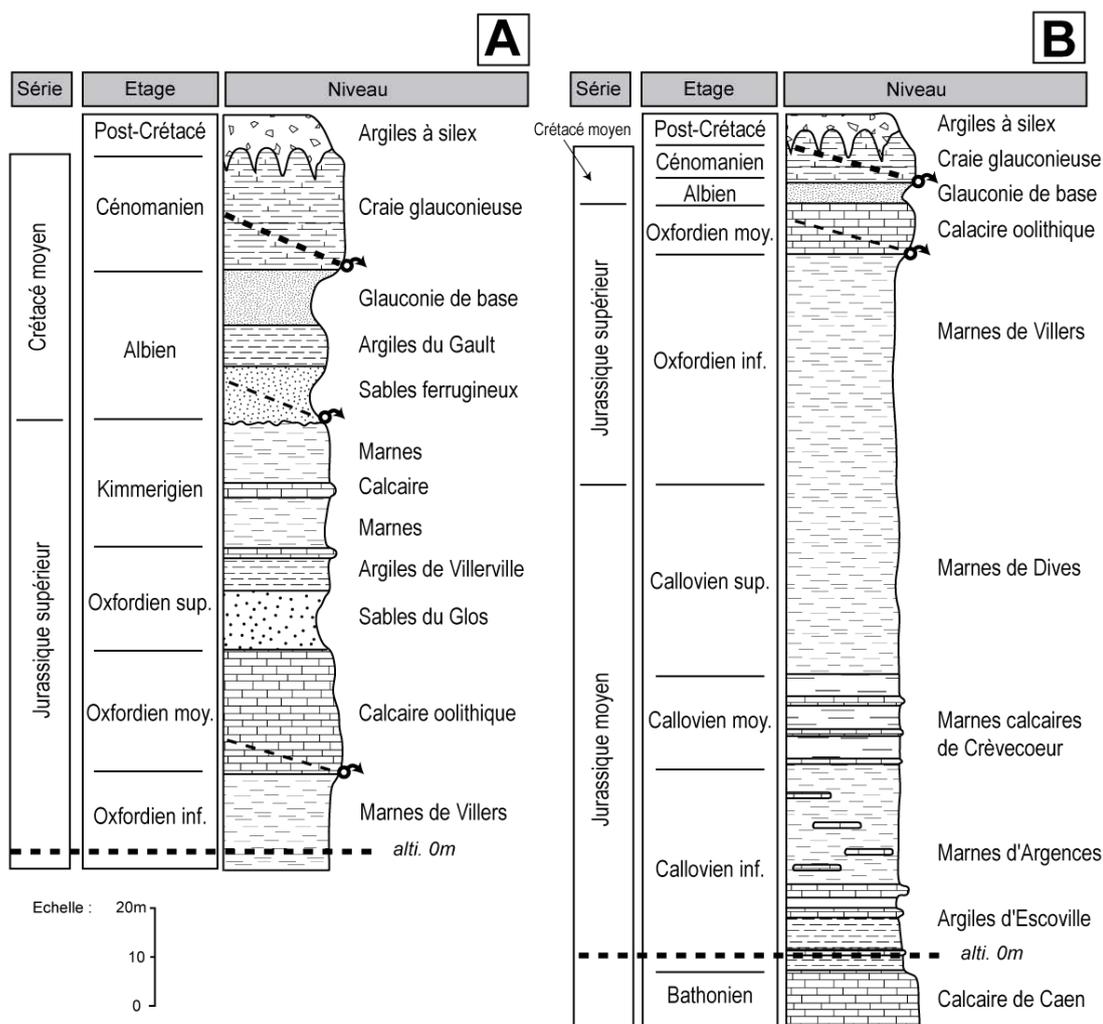
2.2.3. Lithologie des substrats

Cette sous section propose une brève **synthèse des principaux substrats** (lithologie et stratigraphie) du terrain d'étude. Cette étude sur les mouvements de versant s'intéresse plus à la lithologie des substrats qu'à leur chronostratigraphie. Sont décrites à la suite les caractéristiques générales des principaux substrats observables dans le *Pays d'Auge*. La présentation suivante est organisée en fonction de la nature des substrats et de leur prédominance dans la géologie régionale, depuis les formations situées à l'amont des versants vers les formations situées à l'aval. Les formations superficielles sont ensuite abordées. Une vue synthétique de la chronostratigraphie régionale est présentée dans la figure 2.3. Enfin, deux coupes géologiques viennent compléter la description (Figure 2.4). Nous renvoyons notamment aux notices des cartes géologiques au 1/50.000^{ème} du BRGM, dont s'inspire largement la présentation suivante pour une description plus détaillée (Payren, 1970b ; Guyader *et al.*, 1970b ; Rioult *et al.*, 1986b ; Ménillet *et al.*, 1994b ; Ménillet *et al.*, 1999b).

Globalement, **trois types de sédimentation** caractérisent le plateau du *Pays d'Auge* :

- (1) sédimentation d'origine chimique : **calcaires et craies** ;
- (2) sédimentation détritique grossière : **sables** ;
- (3) sédimentation détritique fine : **argiles et marnes**.

La série sédimentaire est globalement concordante mais, caractérisée par une lacune majeure à l'interface Jurassique/Crétacé. Celle-ci est plus étendue dans la partie ouest du *Pays d'Auge* (de l'Aptien à l'Oxfordien moyen au sud de la faille de *Villers-Reux*) que dans la partie nord-est (de l'Aptien au Tithonien au nord de la faille de *Villers-Reux*) (Figure 2.3 et 2.4).



(A) Saint-Julien-sur-Calonne, Pays d'Auge nord-est (d'après Pannetier, 1968, modifié) et (B) Crèvecœur-en-Auge, Pays d'Auge ouest (d'après Ménillet et al., 1999b, modifié)

Figure 2.3 : Logs géologiques représentatifs de la stratigraphie affleurante en deux points clé du Pays d'Auge (Saint-Julien-sur Calonne et Crèvecœur-en-Auge)

2.2.3.2. Craie

La craie du Cénomanién est une craie glauconieuse, parfois sableuse, contenant de nombreux niveaux durs. La craie du Cénomanién forme les escarpements qui couronnent les plateaux du *Pays d'Auge*. Sa base est jalonnée par un replat constitué par la glauconie de base. Elle présente une superposition de faciès différents plus ou moins riches en glauconie et en silex et, de cohésion variable :

- en partie sommitale, des bancs de craie blanche dure (*hard ground*) avec des lits de silex ;
- en partie médiane, des bancs de craie sableuse riche en glauconie et en silex ;
- à la base, une craie glauconieuse peu cohérente.

Le caractère aquifère de la craie du cénomanién donne naissance à une nappe libre perchée de faible épaisseur en partie sommitale des versants.

2.2.3.3. Sables

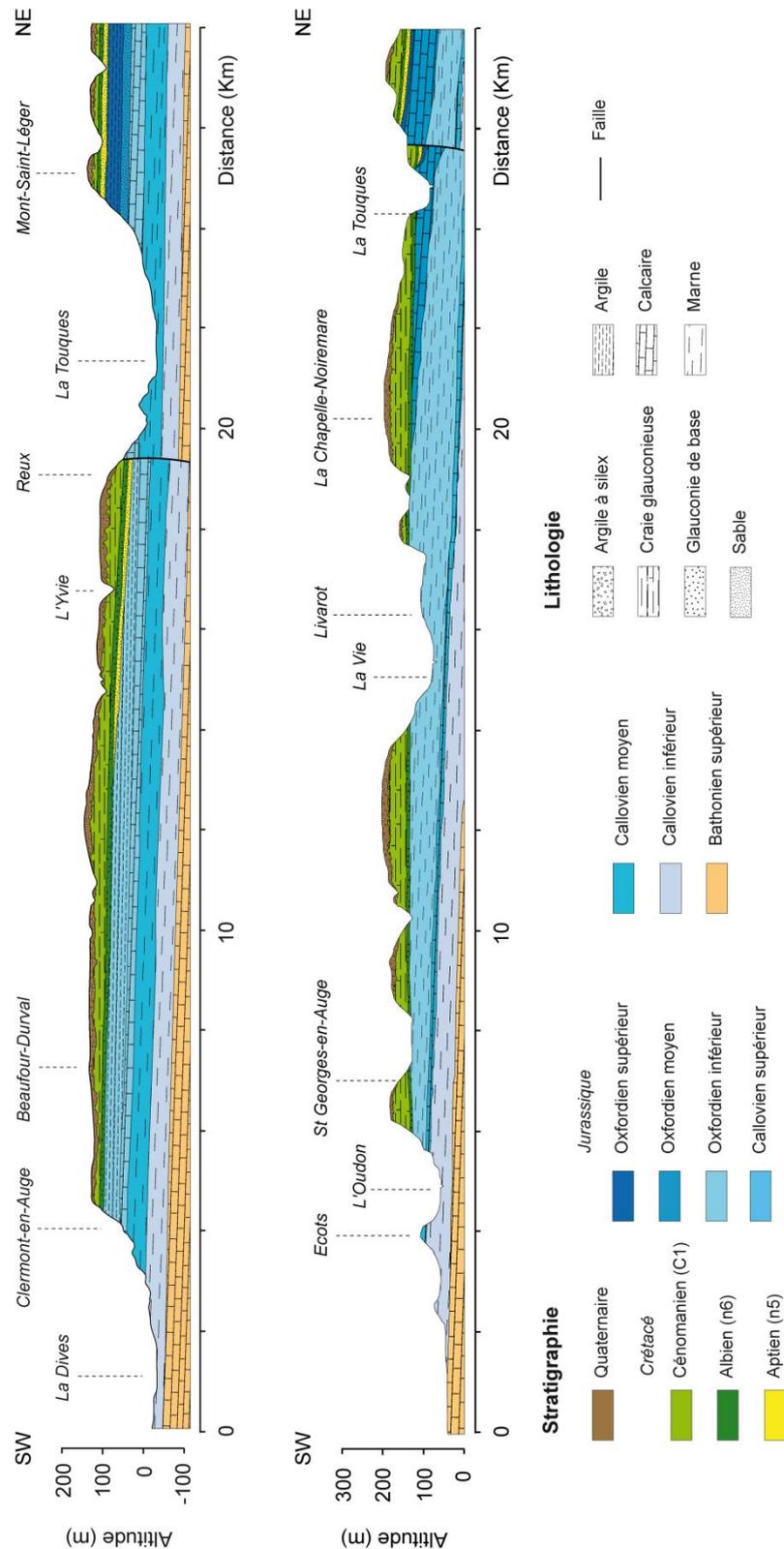
- **La glauconie de base ou sables argileux glauconieux** est identifiable par sa couleur vert noirâtre. Cette formation est très riche en grains de glauconie, minéral argileux riche en fer, en magnésium et en potassium. La glauconie de base constitue une des principales formations impliquées dans les mouvements de versant (Masson, 1976 ; Porcher & Guillopé, 1979). Elle forme le plancher de l'aquifère du Cénomaniens et est de ce fait généralement gorgée d'eau. Elle se retrouve ainsi souvent fluée sur les versants et la cuesta. Elle affleure donc presque toujours sous forme de coulées en masse glissée et déplacée à une altitude souvent inférieure à sa position stratigraphique originelle sous les plateaux. L'épaisseur de la glauconie de base est assez variable, de 2 à 15 m environ, mais reste mal connue puisque peu de sondages l'ont traversée sur les plateaux.
- **Les sables de l'Albien** sont des sables quartzeux de couleur rousse, renfermant parfois des galets de quartz et des nodules phosphatés. Ils sont entrecoupés de lits d'argile et peuvent être riches en glauconie. Ils affleurent principalement dans la partie nord-est du *Pays d'Auge* (région de *Pont-l'Evêque*). Ils sont également caractérisés par la présence d'une nappe se déchargeant à mi-pente.
- **Les sables du Glos** sont des sables homométriques très purs de couleur ocre ou beige. Dans la région de *Pont-l'Evêque/Lisieux*, les sables du Glos affleurent en milieu de versant et engendrent des replats topographiques moutonnés souvent gorgés d'eau, en raison de la nappe albienne sus-jacente qui s'y infiltre.

2.2.3.4. Marnes

Les marnes constituent les substrats les plus représentés en *Pays d'Auge*. Elles sont particulièrement visibles sur le front de cuesta où elles représentent plus de trois quarts du talus au niveau de *Clermont-en-Auge* (Figure 2.4). Les marnes n'affleurent que très rarement du fait de leur altération superficielle et des formations superficielles les recouvrent régulièrement.

Les marnes du *Pays d'Auge* sont rarement pures. Ainsi, au sein des délimitations stratigraphiques, les différents étages peuvent présenter des faciès assez variables alternant entre des couches plutôt argileuses, tantôt marneuses, tantôt marno-calcaires, voire calcaires. Ces nombreuses intercalations de bancs calcaires dans les marnes sont trop fines et discontinues pour constituer des bancs "repère". Elles sont donc assimilées à des **formations marno-calcaires**. Du fait du nombre très limité d'affleurements, la lithostratigraphie précise des marnes du *Pays d'Auge* est mal connue. Ci-dessous quelques exemples de la description des principaux étages marneux représentés :

- **Les marnes du Kimméridgien** affleurent uniquement dans la partie nord-est du *Pays d'Auge* (région de *Pont-l'Evêque*) (Figure 2.3 et 2.4). Elles sont définies par trois faciès majeurs, avec de haut en bas : (1) une série de marnes plastiques bleues à *Exogyra virgula* ; (2) un ensemble hétérogène de bancs calcaires argileux et de couches d'argiles grises très fossilifères et (3) deux bancs d'épais calcaires argileux séparés par quatre mètres d'argiles bleues.



(A) Pays d'Auge nord et (B) Pays d'Auge sud ; localisation des coupes sur la figure 2.2.

Figure 2.4 : Coupes géologiques représentatives des parties nord et sud du Pays d'Auge

Les marnes de Villers et marnes de Dives, à prédominance argileuse constituent la principale unité stratigraphique de la cuesta du *Pays d'Auge*. Elles ne sont que très rarement affleurantes du fait de leur intense altération. Ainsi, les niveaux de référence de cette formation se localisent sur le littoral au droit des falaises des "**Vaches Noires**". Ce sont des marnes à passées épisodiques silteuses renfermant quelques niveaux de nodules et/ou de calcaires argileux.

2.2.3.5. Argiles

Parfois assimilées aux formations marneuses, du fait de leur extension latérale et horizontale limitée, les argiles constituent tout de même une part non négligeable des substrats augerons. Certains méritent d'être traités à part en raison de leur importance.

- **Les argiles du Gault** sont des argiles micacées renfermant parfois des lentilles de lignite et de glauconie pure. En forage, les argiles du Gault apparaissent sous formes d'argiles glauconieuses verdâtres très proches de la glauconie de base cénomaniennes située en position dominante sur les versants. Ceci explique en partie les épaisseurs anormalement élevées observées en certains points, ainsi que les problèmes de reconnaissance sur le terrain.
- **Les argiles de Villerville** affleurent dans la partie nord-ouest du *Pays d'Auge* (Région de *Villerville/Touques*). Elles correspondent à des argiles plastiques ponctuées de bancs de calcaires marneux à oolites ferrugineuses.
- **Les argiles d'Escoville** : tout comme les argiles de *Villerville*, cette formation est composée d'une structure d'argiles plastiques avec des bancs de calcaires interstratifiés. Cette formation reste mal connue car peu affleurante dans la région.

2.2.3.6. Calcaires

Même si, là encore, la majeure partie des horizons calcaires est associée aux marnes quelques séquences de calcaires plus pures et d'extension importante s'individualisent :

- **les calcaires oolithiques ferrugineux** affleurent particulièrement dans la région de *Pont-l'Évêque* et *Lisieux* où ils atteignent leur puissance maximale (environ 40 mètres) en bas de versant et dans les fonds de vallée. Sur la cuesta, ils ne constituent plus qu'une mince couche discontinue en position sommitale des versants, constituant l'interface entre le Jurassique moyen et le Crétacé moyen (Figure 2.3). Il s'agit d'un calcaire corallien à teinte beige/grise pouvant contenir des oolites.
- **les calcaires gréseux d'Hennequeville** affleurent principalement sur la côte du *Pays d'Auge* entre *Trouville* et *Honfleur* où, ils constituent un platier rocheux. Il est constitué d'une alternance d'argiles et de calcaires gréseux mis en évidence par l'érosion différentielle en pied de falaise.
- **Le rousillé de Gacé** est un calcaire gréseux bioclastique ferrugineux et roussâtre. Il affleure essentiellement dans la partie sud du *Pays d'Auge* (région de *Livarot, Vimoutiers, Gacé*).

Ces affleurements calcaires peuvent localement constituer des replats structuraux et/ou de petits ressauts topographiques visibles sur les versants.

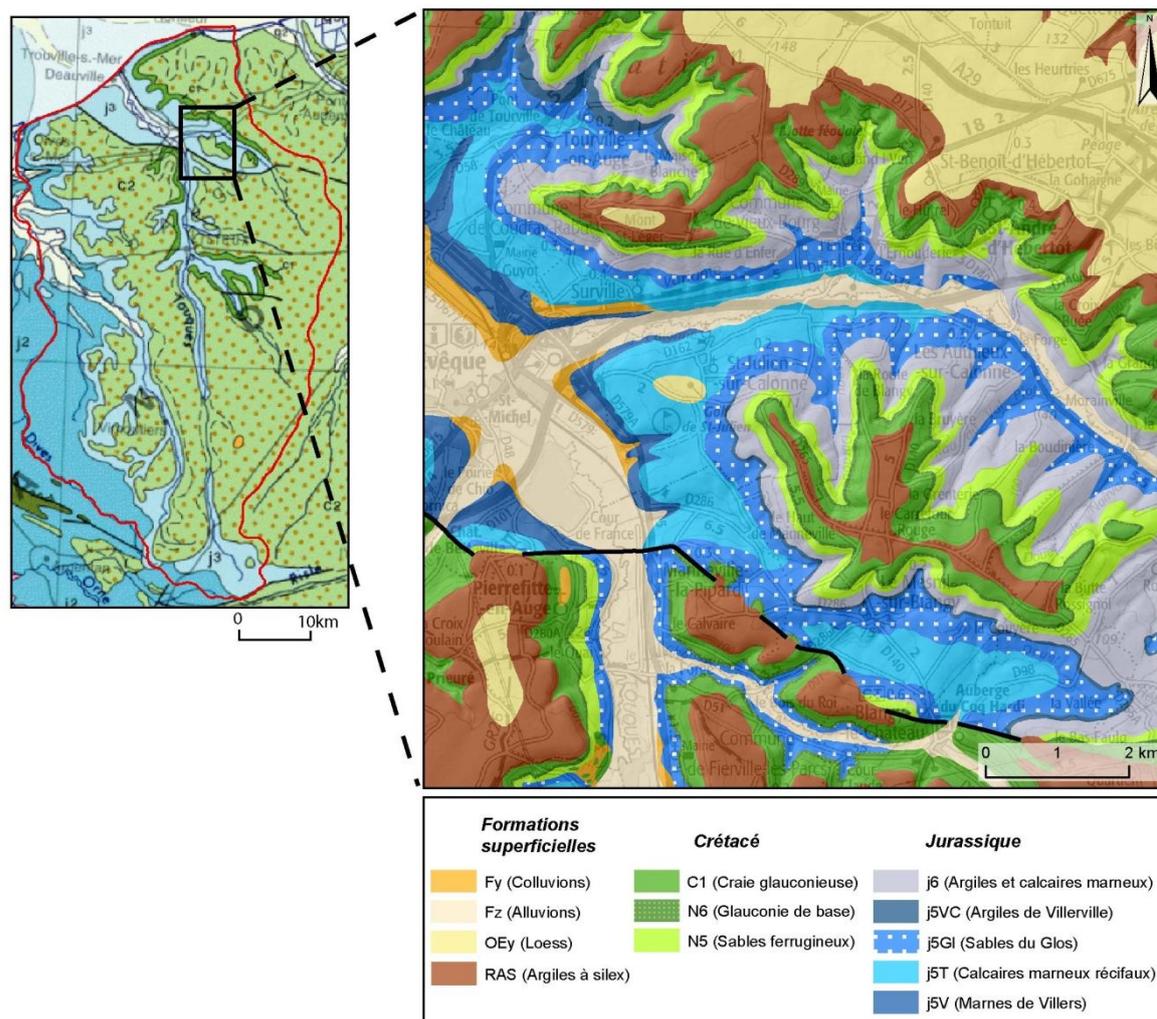


Figure 2.5 : Extrait de la carte géologique vecteur harmonisée du BRGM au 1/50.000ème, zoom sur le secteur de Pont-l'Évêque Est (BDCharm50®)

2.2.4. Formations superficielles

Dans le *Pays d'Auge*, les formations superficielles constituent un épais manteau continu masquant largement les substrats sous-jacents. Ceux-ci n'affleurent que très rarement dans les carrières ou dans les fouilles et terrassements. Ces formations ont des origines diverses (fluviale, érosion mécanique/chimique, éolienne, etc.). Elles sont difficiles à dater en raison notamment de l'absence de fossiles et autres matières organiques. Elles sont donc généralement classées en fonction de leur processus de mise en place (Coutard *et al.*, 1971a ; Coutard *et al.*, 1971b). Ce manteau de plusieurs mètres d'épaisseur joue un rôle fondamental dans la dynamique des mouvements de versant. Cette sous-section vise à présenter les connaissances de base (typologie et description) de ces formations au travers d'une revue bibliographique. Les formations de plateau sont d'abord présentées, puis les formations de versant et, enfin les formations de fond de vallée.

2.2.4.1. Formations de plateaux

- Les couvertures de **limons éoliens (lœss)** sont particulièrement développées dans la partie nord et centre du *Pays d'Auge*. Ce sont des limons homométriques de couleur beige à brun-beige considérés comme les terres les plus fertiles de la région. Ils couvrent généralement la surface des plateaux sur des épaisseurs variables, généralement d'ordre métrique mais pouvant atteindre de 5 à 7 mètres ponctuellement. La majeure partie de ces formations superficielles trouve leurs origines dans les périodes froides du Quaternaire, notamment le Weichsélien. On distingue généralement **deux grands types de limons éoliens** : (1) les **lœss calcaires** et (2) les **limons à doublets** (Lautridou, 1984). Bien que majoritairement présents sur les plateaux, il est assez courant de retrouver des placages limoneux sur les versants des vallées du *Pays d'Auge*, notamment les versants exposés au nord-est, constituant alors de vastes replats ou bombements. Ceux-ci sont néanmoins généralement plus grossiers et sablonneux, provenant, pour une large part de l'altération et du remaniement sur les versants des formations sus-jacentes (Lautridou, 1984).
- **Les argiles à silex** sont constituées par l'altération de la craie sous-jacente. Elles se caractérisent par une matrice argileuse ou sablo-argileuse dans laquelle est intercalé un volume important de silex. Cette formation résiduelle constitue une couverture quasi continue sur la surface du plateau du *Pays d'Auge* qui n'est recouverte que par les lœss. Elle pénètre la craie sous forme de poches successives d'une profondeur variable (3 à 10 mètres), conférant à cette formation une épaisseur très variable (10 à 20 mètres). L'épaisseur de ce manteau d'argiles à silex, ainsi que les études sur la macrofaune montrent que leur origine provient de la dégradation de strates crayeuses d'âge plus ancien que celles affleurant actuellement sur les plateaux (Elhaï, 1963 ; Laignel *et al.*, 1998). Bien que l'âge de cette formation reste mal connu, on suppose une altération progressive tout au long du Tertiaire se poursuivant ponctuellement durant les épisodes tempérés du Quaternaire. Sur certains versants, glacis et avant-buttes, les substrats jurassiques sont couverts de débris de silex sous forme de colluvions voire d'alluvions (Houari, 1996). Ces déplacements de matériaux volumineux, parfois sur plusieurs kilomètres, peuvent être considérés comme des indices des fluctuations des périodes froides et humides du Quaternaire (transport torrentiel et/ou par régime pluvio-nival).

2.2.4.2. Formations de versant

- **Les altérites de marnes** présentent souvent des faciès assez cohérents dits de pseudogley (teintes bariolées gris clair et ocre) et de petites accumulations de calcaires secondaires. Cette formation souvent très superficielle (de l'ordre de 50 centimètres en moyenne) provient directement de l'altération en place des marnes callovo-oxfordiennes. Elle peut être surmontée de limons très argileux ocres d'une cinquantaine de centimètres d'épaisseur constituant un niveau plus avancé de l'altération.
- **Les altérites de calcaire** : les calcaires de l'Oxfordien sont généralement fragmentés en surface. Les faciès les plus tendres se présentent sous forme de sables calcaires plus ou moins mêlés de limons et limons argileux. Ces calcaires ont tendance à évoluer sous forme karstique constituant ainsi des poches généralement comblées par des sables (sables du Glos).

- **Les formations glissées et/ou solifluées** constituent une part importante des formations superficielles des versants. Par leur nature, ces formations sont directement impliquées dans les processus de mouvements de versant. Elles ont donc fait l'objet d'investigations détaillées qui sont présentées dans le chapitre 5 de cette thèse. D'une manière générale, ces formations sont directement liées à la dynamique de solifluxion généralisée des versants. Elles peuvent contenir des formations argileuses, sableuses et/ou limoneuses, plus ou moins riches en débris de silex, suivant la morphologie du versant et l'intensité des processus ayant entraîné leur déplacement le long du versant.
- La partie terminale des versants, souvent en pente douce est recouverte de diverses **formations colluviales**. Ces formations au faciès limono-sableux peuvent être accompagnées de fragments anguleux de silex remaniés par colluvionnement le long des versants.

2.2.4.3. Formations de fond de vallée

- Sur les parties basses des versants ainsi que dans les fonds de vallées, il est possible d'observer une grande variété de **formations fluviatiles quaternaires**. On identifie une nette différenciation entre les alluvions, les formations anté-weichséliennes et les formations holocènes. Les premières se présentent généralement sous forme de galets roulés grossiers dans une matrice argilo-sableuse. Les alluvions anté-weichséliennes se différencient également par leur altitude au dessus de l'étiage actuel des rivières. On les retrouve ainsi sous forme de terrasses successives, permettant de mettre en relation cet étagement avec la succession de différentes périodes froides du Quaternaire. Les alluvions holocènes sont principalement constituées de limons alluviaux, plus ou moins sableux. Ces limons marquent une nette différenciation avec les formations précédentes, témoins d'une évolution des conditions climatiques et de la puissance de transport des cours d'eau.
- Localement, à proximité des sources du Cénomaniens, des **zones de tufs et encroutements calcaires** peuvent être observées.

2.3. Cadre hydro-climatique du *Pays d'Auge*

2.3.1. Climat

La *Normandie* est régie par un climat tempéré océanique classique, caractérisé par des étés frais et des hivers sans grande rigueur (Trzpit, 1970). Néanmoins, certains excès climatiques peuvent survenir avec des événements marquants comme les sécheresses de 1976 et 1996 ou des périodes de précipitations intenses et d'inondations ; cas des années 1988, 1995, 2001 et 2003 par exemple (Cantat & Brunet, 2001).

La distribution des températures montre peu de contraste au niveau régional. Le principal élément de différenciation climatique en *Normandie* réside dans la répartition des précipitations (Figure 2.6). Celles-ci sont distribuées selon un gradient général ouest-est, avec des cumuls pluviométriques compris entre 600 mm et 1 400 mm en étroite relation avec les reliefs. En effet, même s'ils sont peu marqués, ils imposent tout de même une augmentation des cumuls sur les massifs et sommets les plus exposés au flux général d'ouest, porteur d'humidité. Les zones enregistrant les

plus forts cumuls pluviométriques sont le *Sud-Manche*, le *Nord-Cotentin* ainsi que les hauteurs du plateau du *Pays de Caux*. Le *Pays d'Auge* est marqué par une certaine homogénéité dans les cumuls pluviométriques, puisque ceux-ci s'échelonnent entre 850 et 950 mm en moyenne.

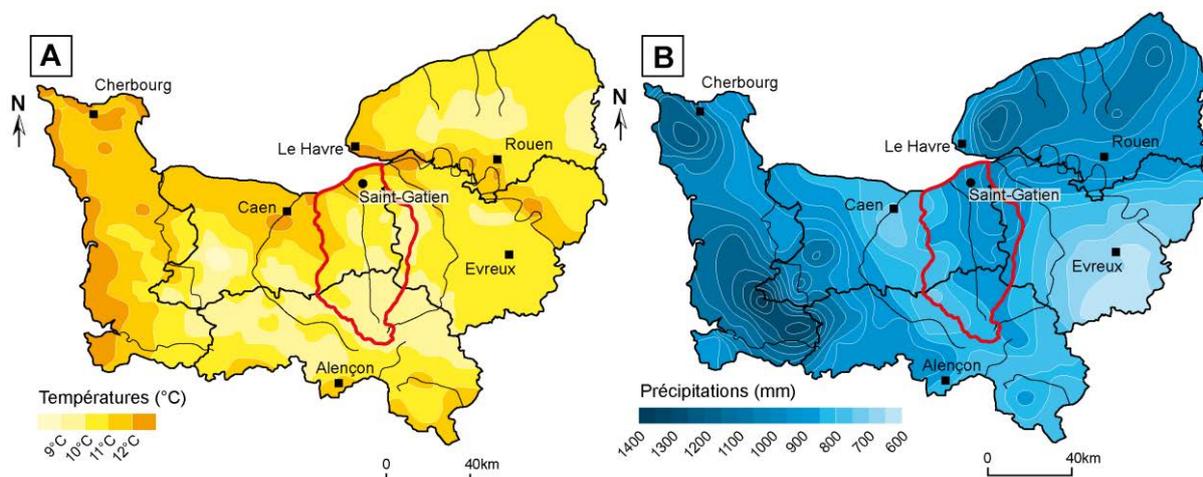


Figure 2.6 : Carte de précipitations et des températures moyennes 1981-2010 (adapté de Météo-France, 2011)

La station synoptique de *Saint-Gatien-des-Bois* permet d'obtenir une chronique climatique complète enregistrée au pas de temps journalier depuis 1949. Malgré sa position excentrée par rapport à notre terrain d'étude (Figure 2.6), elle constitue la station synoptique la mieux placée sur le *Pays d'Auge* disposant de chroniques complètes enregistrées sur une période suffisamment longue pour dégager des tendances générales.

Le cumul des précipitations enregistrées à *Saint-Gatien-des-Bois* est relativement important avec en moyenne 904 mm de précipitations annuelles réparties sur 120 jours de pluie. Les précipitations montrent une **faible amplitude interannuelle** (Figure 2.7), avec tout de même une légère hausse de septembre à janvier, principalement caractérisée par une augmentation du nombre de jours de pluie (Lissak, 2012). Il est alors fréquent d'observer des mois cumulant plus de 29 jours de pluie durant cette période (un jour de pluie étant caractérisé par un cumul supérieur à 0.2 mm).

À l'échelle annuelle, on constate une forte variabilité des températures moyennes s'échelonnant de 18°C pour le maximum en été (mois de juillet et août) à 4°C pour le minimum en hiver (mois de janvier). De même, l'évapotranspiration potentielle (ETP) suit la même tendance que les températures. Elle augmente progressivement dès le mois de février pour atteindre 100 mm au mois de juillet (Figure 2.7).

Depuis 1949, le régime pluviométrique de la station de *Saint-Gatien-des-Bois* est caractérisé par de fortes fluctuations interannuelles, alternant des périodes excédentaires et déficitaires par rapport à la Normale (904 mm), (Figure 2.8). La tendance générale s'oriente vers une légère augmentation des quantités précipitées. Sur la période disponible, les valeurs extrêmes s'échelonnent entre 503 mm pour l'année la plus sèche (1953) à 1 168 mm pour l'année la plus humide (1974). Les variations entre les périodes excédentaires et déficitaires se matérialisent sous forme de cycles pluriannuels plus ou moins bien définis. **Six périodes de pluviométrie**

excédentaires peuvent être identifiées sur la figure 2.8. Les principales périodes excédentaires sont comprises entre 1979 et 1982, 1992 et 1994, 1998 et 2002. Les cumuls annuels pour ces périodes varient entre 1 019 et 1 071 mm/an, contre 760 à 728 mm/an pour les périodes les plus déficitaires (1967-1973 ; 1989-1991).

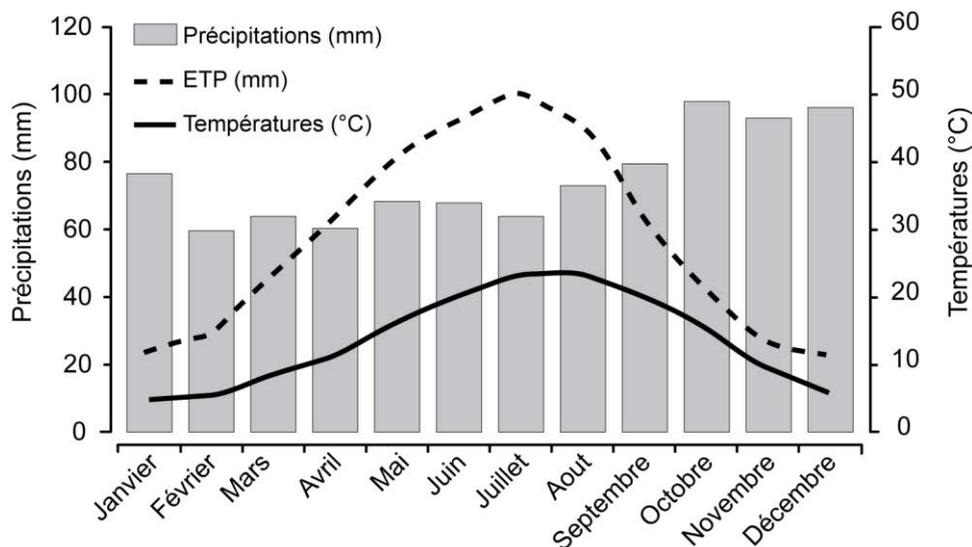
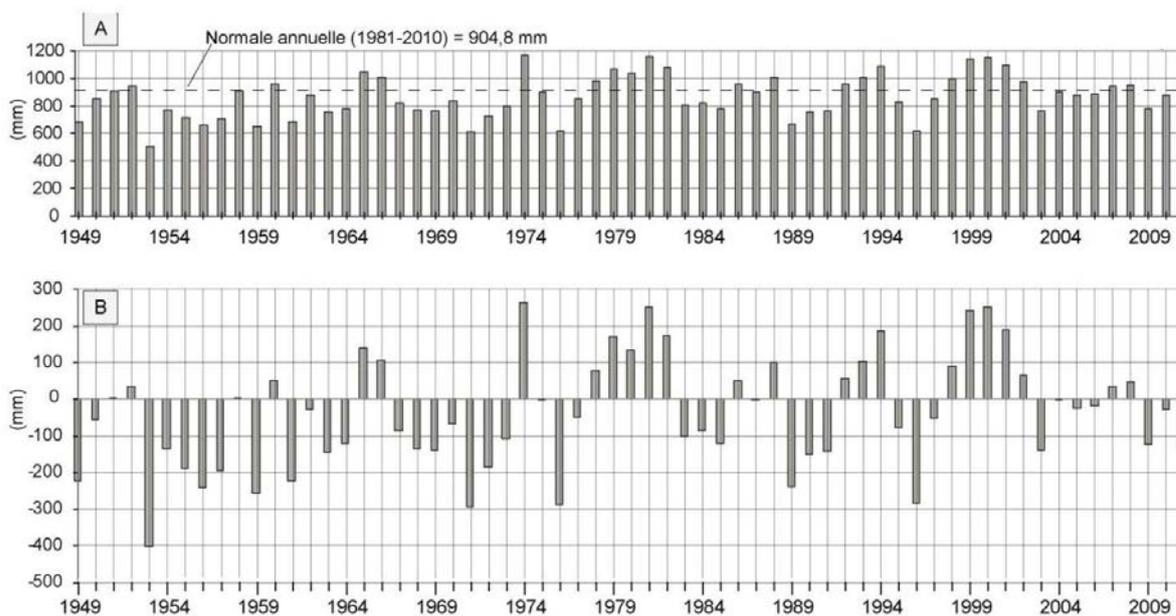


Figure 2.7 : Normales des températures, précipitations et ETP à Saint-Gatien-des-Bois (1981-2010, données Météo-France) (Lissak, 2012, modifié)



(A) précipitations annuelles brutes, et (B) écarts des précipitations à la normale (1981 et 2010)

Figure 2.8 : Variations pluviométriques enregistrées à la station de Saint-Gatien-des-Bois entre 1949 et 2011 (données Météo-France) (Lissak, 2012)

2.3.2. Contexte hydrologique

2.3.2.1. Hydrologie de surface

Le plateau du *Pays d'Auge* est drainé par deux fleuves principaux suivant une orientation générale nord-sud et, associe de nombreuses formes fluviales anciennes et récentes. Les densités de drainage sont faibles du fait de la forte perméabilité des terrains. Le réseau hydrographique est relativement peu développé sur la surface du plateau en raison du substrat crayeux drainant. Lorsque les marnes et les argiles affleurent, le réseau hydrographique devient alors plus dense, constituant une multitude de petits vallons morcelant le plateau aux abords de la *Touques* et de la *Dives* (Figure 2.2 et 2.10). Ces petits affluents, généralement au régime intermittent, montrent une structuration relativement simple et des chenaux rectilignes. Les vallées ont été incisées, pour la plupart, au cours de périodes glaciaires ou suffisamment froides du Quaternaire pour privilégier des écoulements de surface aux flux de sub-surface (Bogaart *al.*, 2003)

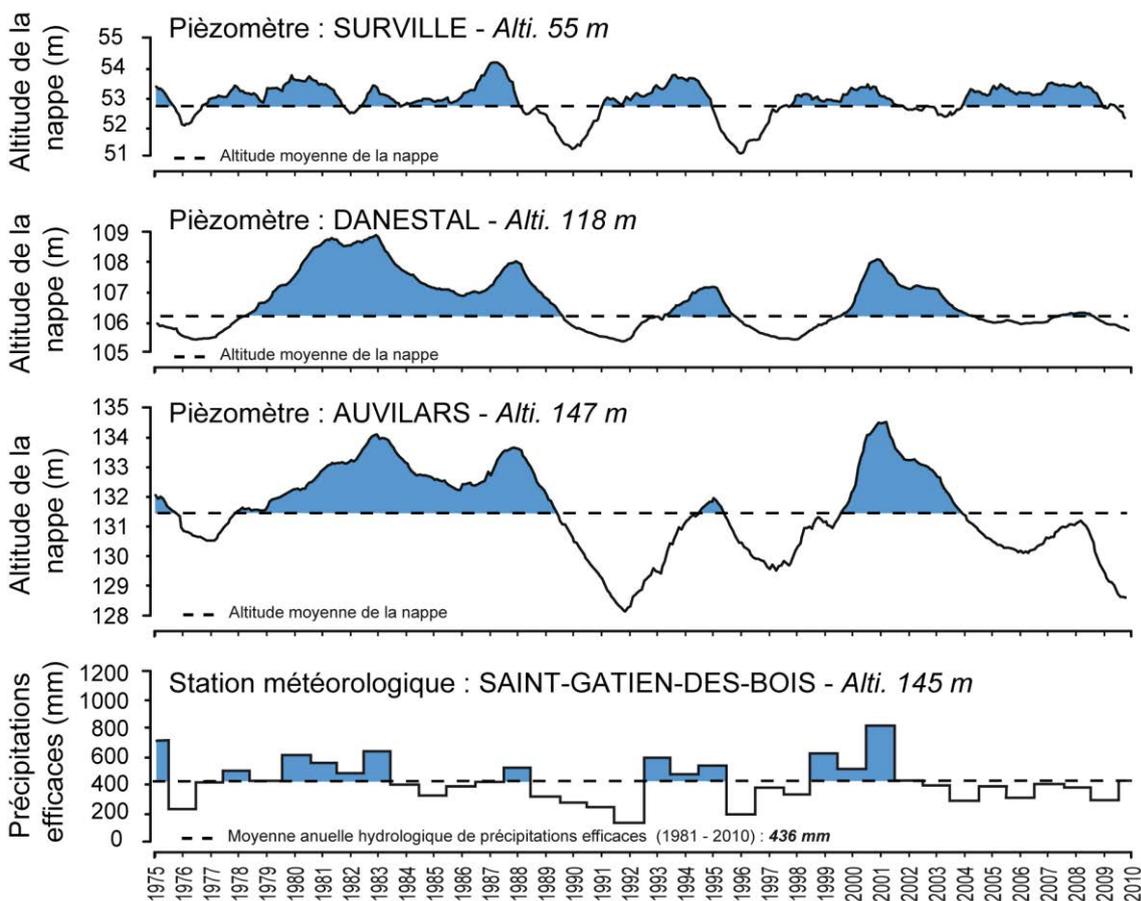


Figure 2.9 : Précipitations efficaces à Saint-Gatien-des-Bois et chroniques de trois piézomètres du Pays d'Auge (Données Météo-France et Eau-France)

Le régime des cours d'eau est typique des régions aquifères, caractérisé par des indices de régularité des débits (IRQ) élevés (Agasse, 2005). En période de hautes eaux, les débits sont tempérés par l'infiltration sur le plateau. Par opposition, la décharge de nappe en période de basses eaux tend à soutenir les débits d'étiage (Jauffret, 1984).

2.3.2.2. Hydrologie souterraine

La nappe de la craie cénomaniennne constitue le principal niveau aquifère du *Pays d'Auge*. Celle-ci est largement fissurée et constitue un réseau karstique permettant une importante circulation des eaux. L'évolution des hauteurs d'eau, d'une amplitude générale de 4 à 6 mètres, est en corrélation directe avec les précipitations (Figure 2.9). Cette nappe, retenue à sa base par la glauconie, constitue une nappe libre perchée qui affleure en partie sommitale ou médiane des versants. Un inventaire des sources réalisé à l'échelle du *Calvados* (Saint-Bomer, 2003) montre que celles-ci se localisent, pour la majeure partie, sur les versants, généralement à l'interface entre les substrats crétacé et jurassique (Figure 2.10). Les sables albiens, sables du Glos et calcaires oolithiques de l'Oxfordien constituent également différents niveaux aquifères, en l'occurrence captifs mais de capacités plus modestes. Il reste cependant souvent difficile de différencier l'origine géologique des sources, dans la mesure où les formations superficielles recouvrent largement le substratum sur les versants (Ménillet *et al.*, 1999b).

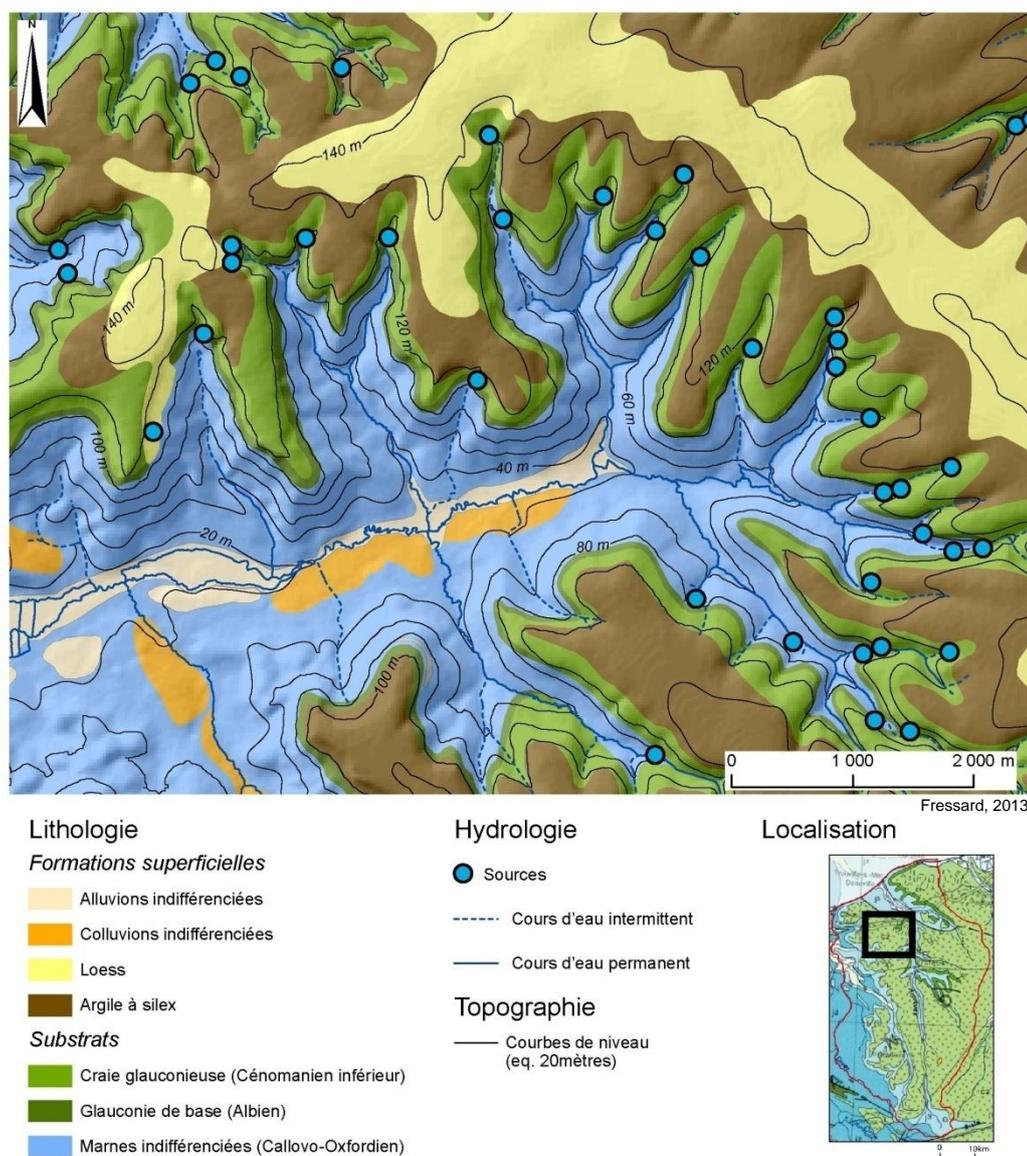


Figure 2.10 : Localisation des sources dans le bassin versant de l'Ancre sur fond de carte géologique (données : Saint-Bomer, 2003 ; BDCharm50® et BDAlti®)

Ces sources, qui fonctionnent généralement par intermittence au gré des fluctuations des niveaux de nappe, peuvent être à l'origine du creusement des petits vallons secondaires alimentant les cours d'eau principaux. Dans certains autres cas de figure, la résurgence de nappe peut se faire de manière plus diffuse sur l'ensemble d'un versant en suivant les lignes de contact jurassique/crétacé. À mi-pente, les formations superficielles peuvent alors être saturées de manière permanente ou intermittente, constituant de véritables zones humides sur les versants (Duval, 1951). Celles-ci se matérialisent par la présence de sagnes, de joncs et de petites mares temporaires.

Ces formations superficielles peuvent ainsi être le siège d'une petite nappe perchée et morcelée sur les versants. Cette nappe circule de manière anarchique dans les sables, argiles et autres blocs de craie fissurés sur les versants. Ainsi, le parcours des eaux superficielles le long des versants peut être très sinueux, oscillant entre source, pertes et résurgences dues aux multiples passages dans des formations perméables à imperméables (Maquaire, 1990).

2.4. Occupation du sol

2.4.1. Contexte général et historique

L'élevage et l'agriculture occupent une place importante dans l'économie du *Pays d'Auge*. Avec la spécialisation progressive du *Pays d'Auge* dans l'élevage, la prairie permanente s'est vue attribuée une place prédominante dans le paysage rural. C'est au Moyen Âge que surviennent les premiers défrichements massifs pour une agriculture vivrière (Maneuvrier, 2000). Du XVII^{ème} au XIX^{ème} siècle, cette dynamique s'est fortement intensifiée avec l'abandon des labours et l'adoption systématique de l'herbage comme mode d'occupation du sol (Frémont, 1971 ; Brunet, 2004). La prairie permanente occupe aujourd'hui de 60 à 80% de la surface agricole utile suivant les cantons (RGA, 2010¹). Cette proportion est l'une des plus fortes de *Normandie*, avec le *Cotentin* (Figure 2.11). Les parcelles de culture (majoritairement fourragères) localisées quasi exclusivement sur le plateau complètent ce tableau. Quelques rares lambeaux forestiers, reliques de l'ancienne extension de la forêt augeronne, avant le couchage en herbe, viennent compléter cette description (Figure 2.11).

Les versants ont une valeur agronomique médiocre en raison de la très forte teneur en argile et de la saturation quasi permanente des formations avec les multiples résurgences de la nappe perchée. La circulation des engins agricoles y est difficile. Ces espaces sont également inconfortables pour les bovins, ces derniers préférant des parcelles aux substrats moins meubles (Chevalier & Héryn, 1980).

Malgré ces contraintes, la forte pression agricole exercée sur ce territoire dès le XVII^{ème} siècle a contribué au drainage des terrains afin de permettre leur exploitation. Même si la qualité des sols ne permet pas la mise en culture, ces espaces ont été réservés, dès le départ, à la prairie. Le mode de drainage augeron repose sur **deux principales caractéristiques** (Chevalier & Héryn, 1980) :

- (1) **Le complantage quasi généralisé des prairies** avec des pommiers dits à hautes tiges (localement appelé pré-verger) permet de combiner sur une même parcelle élevage et exploitation des vergers, tout en assurant un drainage des terrains, rendant leur exploitation plus confortable (Figure 2.12).

¹<http://agreste.agriculture.gouv.fr/>

- (2) le recours ponctuel à de **petits fossés de drainage organisés en réseaux**, afin d'évacuer les surplus d'eau notamment en partie médiane des versants (Figure 2.13).

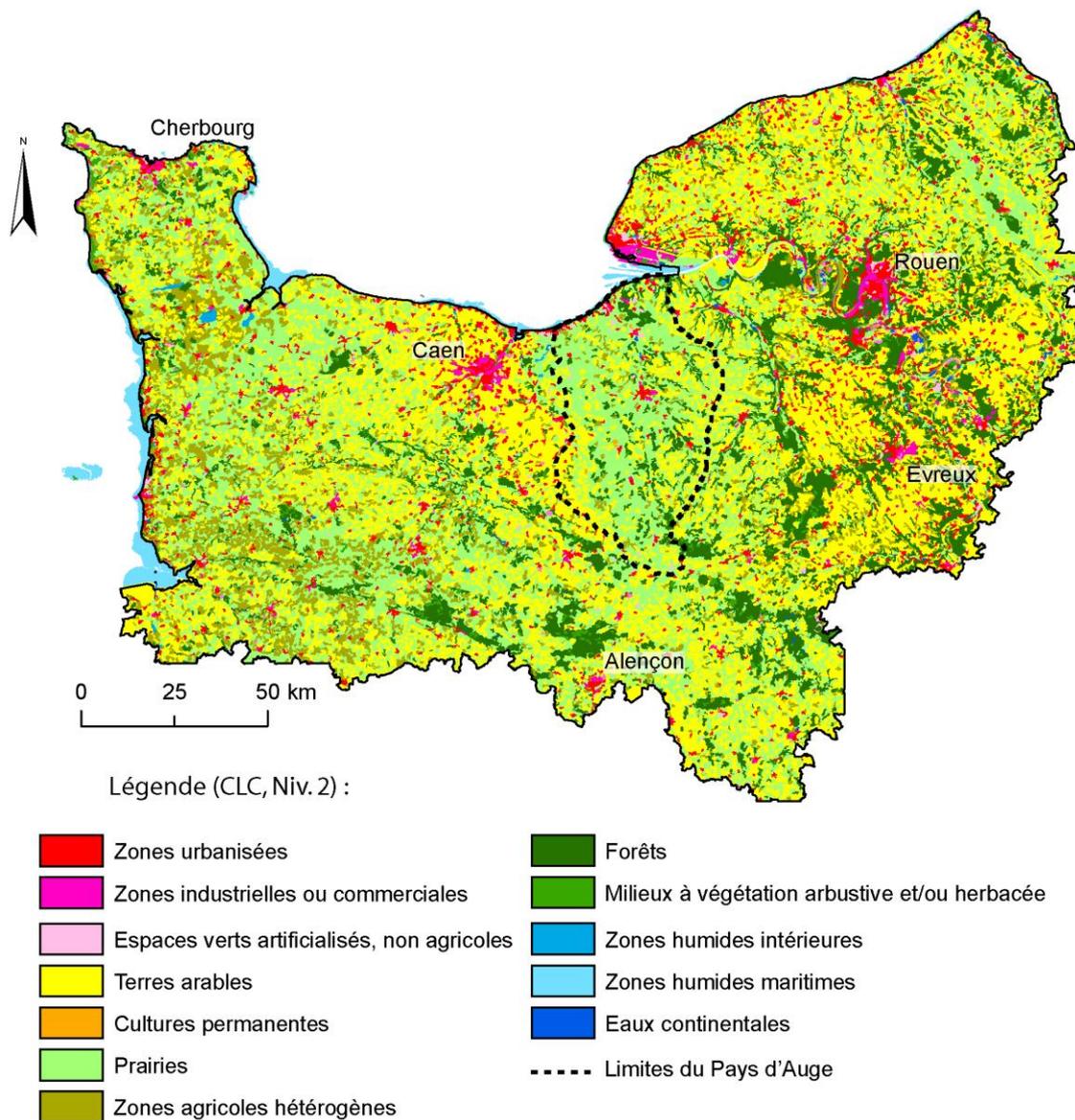
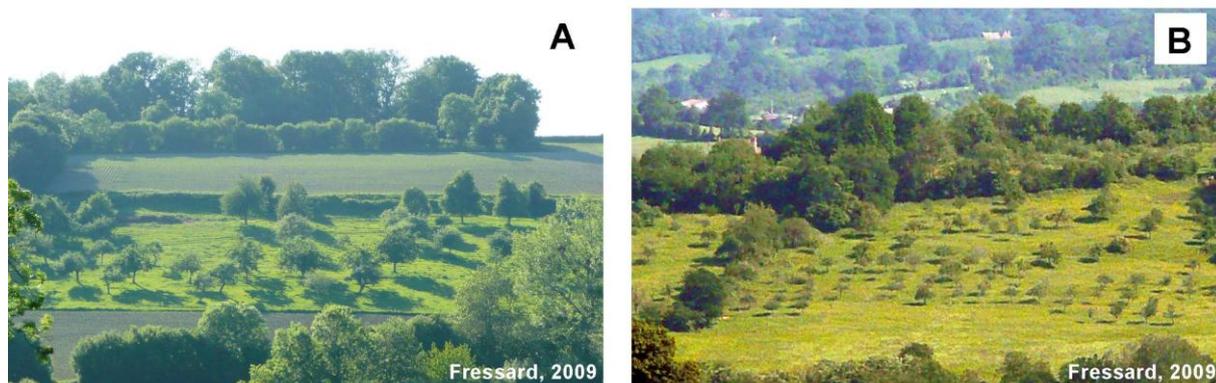
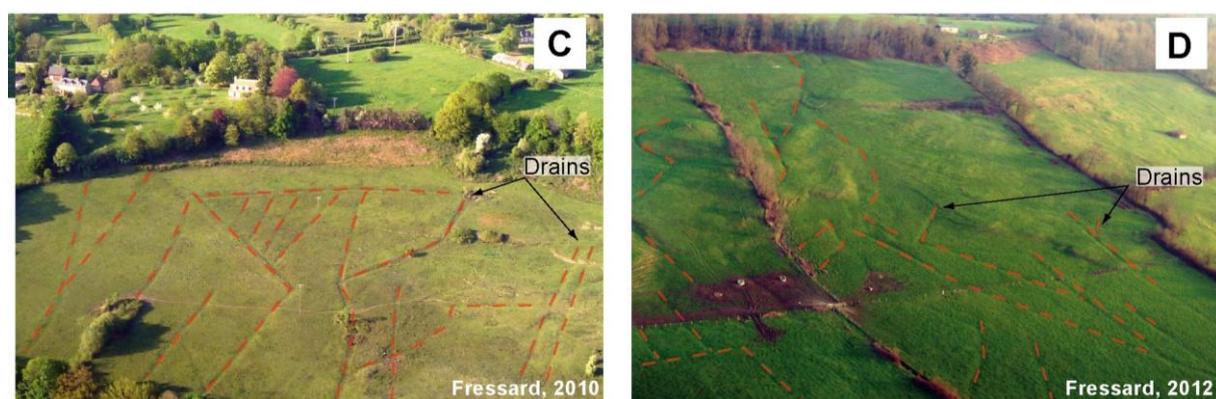


Figure 2.11 : Carte simplifiée de l'occupation du sol en Normandie (données Corine Landcover 2006, classification de niveau 2)



(A) Bonnebosq, lieu-dit le Nouveau-Monde et (B) Saint-Léger-Dubosq, lieu-dit le Mont-Ménard

Figure 2.12 : Illustrations photographiques des prés-vergers haute tige, caractéristique du Pays d'Auge



(C) Bonneville-sur-Touques, lieu-dit la Cour d'Auvergne et (D) Le Rumesnil, lieu-dit les Buttes de Tolleville

Figure 2.13 : Illustrations photographiques de fossés de drainage sur les versants du Pays d'Auge

2.4.2. Mutations récentes

Depuis les années soixante, les premières actions de la politique agricole commune et l'intensification/mécanisation généralisée de l'agriculture ont engagé de profondes transformations des paysages agraires. Cette mutation s'est **effectuée schématiquement selon deux phases successives**.

- (1) À partir des années 1970, la perte de valeur de la culture de la pomme et la mécanisation progressive de sa production ont entraîné une importante disparition des vergers, notamment les prés-vergers haute tige, caractéristiques des herbages augerons (Figure 2.14). Ces vergers, difficilement mécanisables du fait de leur position topographique contraignante, ont été les premiers à disparaître au profit des vergers basse tige, localisés sur les plateaux ou dans les fonds de vallée permettant une exploitation plus intensive de la pomme (Marie, 2009).

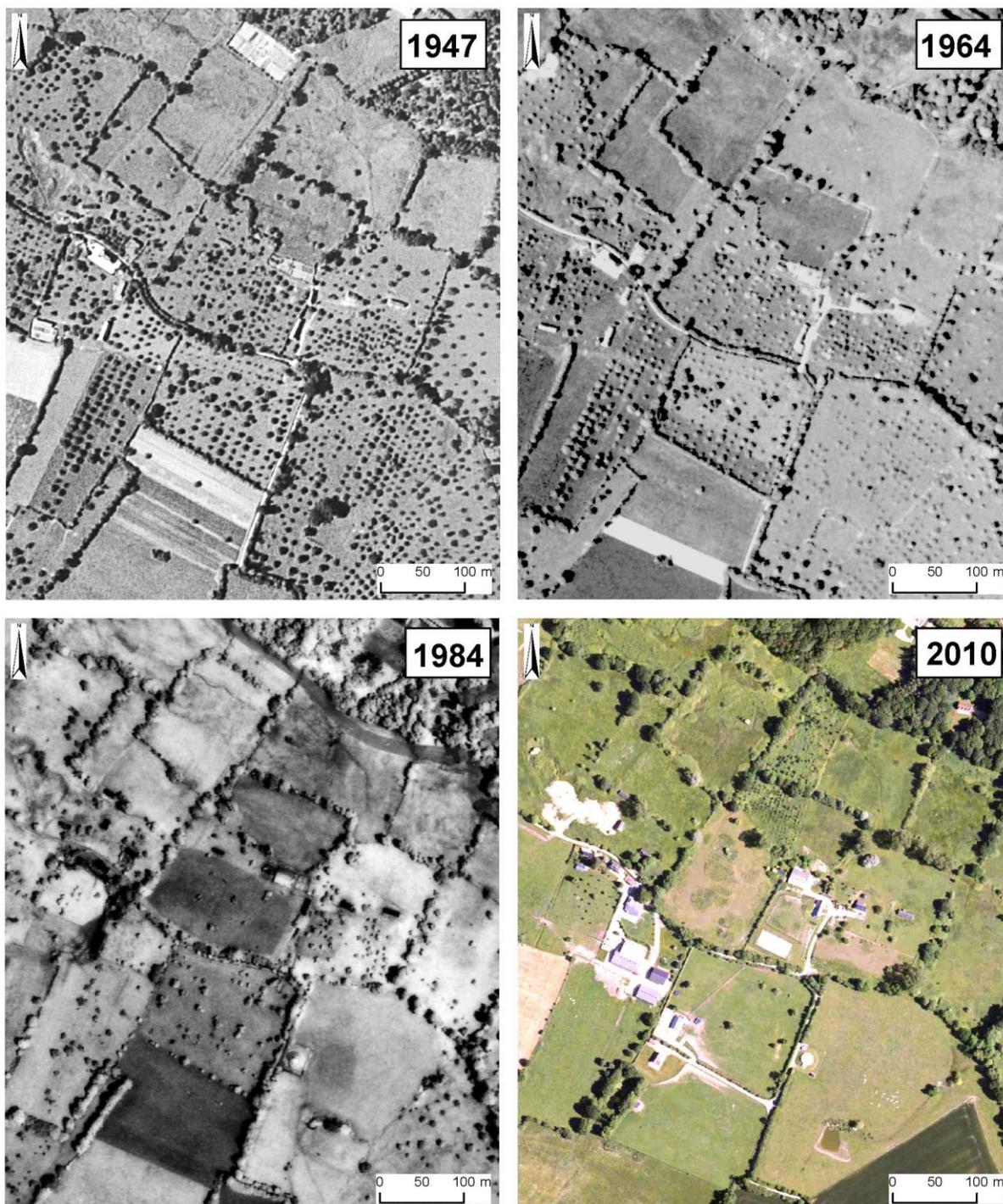


Figure 2.14 : Analyse diachronique de l'évolution des prés-vergers sur les versants de la commune de Surville (Pays d'Auge) entre 1947 et 2010 à partir des images aériennes de l'IGN orthorectifiées

(2) Suite à la crise de surproduction des années 1980-1990, des mesures concernant les droits à produire et les primes incitant à la réduction de la production excédentaire ont également entraîné des transformations. On observe ainsi une nette augmentation des parcelles de culture sur les plateaux. D'autre part, on constate également un abandon progressif des parcelles les moins intéressantes et les plus contraignantes. Ces parcelles sont généralement caractérisées par des sols humides, des terrains accidentés et difficilement accessibles, une taille réduite et enfin des distances élevées au siège d'exploitation (Marie, 2009) (Figure 2.15). Cet abandon se traduit par un **enfrichement progressif des parcelles** concernées et une **dégradation des fossés de drainage**.

Du fait de la bonne structuration de l'espace et du faible morcellement de la propriété foncière, aucun remembrement n'a eu lieu dans le *Pays d'Auge*.



(A) Angerville, lieu-dit la Cour du Mesnil et (B) Annebault, lieu-dit les Chartreux

Figure 2.15 : Illustrations photographiques de parcelles en friche sur les versants du *Pays d'Auge*

Outre les conséquences socio-économiques et paysagères de ces mutations, l'influence, tout du moins sur le plan théorique, sur les mouvements de versant apparaît évidente : diminution généralisée du couvert végétal et de l'emprise racinaire favorisant la saturation et limitant la stabilité des terrains.

2.5. Conclusion du Chapitre 2

La présentation du cadre physio-géographique général du *Pays d'Auge* permet une première analyse des facteurs de prédisposition et de déclenchement des phénomènes de mouvements de versant à échelle régionale. Le *Pays d'Auge* est caractérisé par des spécificités locales lui conférant une **sensibilité certaine aux mouvements de masse** :

- le **cadre topographique** caractérisé par un plateau disséqué présentant des versants aux pentes modérées (5 à 15 %) mais pouvant localement s'avérer prononcées (plus de 30%) ;
- le **cadre morpho-structural** caractérisé par des substrats et formations superficielles à dominante argilo-sableuses considérées comme sensibles aux variations de teneur en eau (par ex. plasticité) ;
- le **cadre hydrologique** caractérisé notamment par la présence d'une nappe perchée se déchargeant à mi-pente conduisant à une saturation de ces formations superficielles sur une grande partie des versants ;
- l'évolution récente de **l'occupation du sol** globalement caractérisée par une diminution du couvert végétal et un abandon progressif des techniques de drainage des versants.

Ainsi, outre ce constat relativement évident, peu d'études évoquent le lien entre ces différents facteurs et l'occurrence des mouvements de versant dans la partie continentale du *Pays d'Auge*.

Conclusion de la première partie

La *Normandie* est largement affectée par de nombreux phénomènes hydro-gravitaires, dont les mouvements de versant. Ceux-ci sont principalement localisés dans le *Pays d'Auge*. Les caractéristiques topographiques, morpho-structurales, hydrologiques, hydrogéologiques et d'occupation du sol constituent des facteurs de prédisposition et de déclenchement majeurs de cette région. Les ressources locales de protection/prévention face à ces phénomènes sont considérées comme non suffisantes et pourraient être largement améliorées au travers :

- d'une **meilleure connaissance des processus** et ;
- par l'**utilisation de méthodes de cartographie alternatives** (méthodes quantitatives).

Ce travail s'intègre dans un champ de recherche visant à tester l'applicabilité de ces méthodes dans un contexte opérationnel, en traitant successivement des questions relatives (1) à la connaissance des phénomènes, de leur typologie et de leurs facteurs de prédisposition et (2) à l'utilisation des méthodes probabilistes pour la cartographie de la susceptibilité. Ce travail est composé de cinq objectifs de recherche principaux qui font l'objet d'un chapitre spécifique dans les parties deux et trois de cette thèse :

- (1) Déterminer la **typologie des glissements** et caractériser dans le détail la morphologie et la structure interne de phénomènes représentatifs, visant à améliorer la connaissance des mécanismes et des facteurs de prédisposition et de déclenchement.
 - ⇒ Établir un modèle conceptuel du fonctionnement des mouvements de versant.
 - ⇒ Vérifier par modélisation géomécanique 2D le fonctionnement et le type de glissement pour quelques cas représentatifs.
- (2) Réaliser un **inventaire des phénomènes** à échelle détaillée, pour appréhender la distribution spatiale et le lien entre les facteurs de prédisposition et la localisation des phénomènes.
 - ⇒ Sélection d'un ou plusieurs sites d'étude représentatifs destinés à servir de secteur de calage pour le zonage de la susceptibilité.
- (3) Construire un **jeu de données de base** permettant l'analyse de la susceptibilité, à différentes échelles en considérant différents niveaux de zonage. Une attention particulière doit être portée sur l'acquisition des données à échelle détaillée pour tester l'apport des démarches de zonage quantitatives à cette échelle.

- ⇒ Identifier les données nécessaires à la cartographie de la susceptibilité pour chacune des échelles de travail sélectionnées.
- (4) Réaliser un **zonage expert de la susceptibilité** à différentes échelles permettant de servir de support de base pour la comparaison avec d'autres méthodes.
 - ⇒ Zonage expert à différentes échelles suivant différentes méthodes adaptées à chacune des échelles de travail.
- (5) Tester l'**apport des modèles statistiques multivariées** pour la cartographie de la susceptibilité à différentes échelles.
 - ⇒ Sectionner une méthode de modélisation.
 - ⇒ Identifier les biais méthodologiques et les précautions à prendre dans l'utilisation des modèles.
 - ⇒ Tester l'adaptabilité et l'apport des modèles multivariés pour la définition de niveaux de susceptibilité dans les secteurs de plateaux.

Les mouvements de versant de la partie continentale du Pays d'Auge



Fressard, 2013

La deuxième partie concerne la description et la typologie des phénomènes hydrogravitaires de la partie continentale du *Pays d'Auge*.

Le troisième chapitre présente les mouvements de versant de la partie continentale du *Pays d'Auge*. Celui-ci s'appuie à la fois sur les données et ressources bibliographiques disponibles, mais également sur les résultats des premières approches d'identification et de caractérisation des phénomènes sur le terrain. La typologie générale des phénomènes ainsi que l'étude de différents glissements représentatifs sont exposées.

Le quatrième chapitre présente la démarche méthodologie ainsi que les résultats de l'inventaire des mouvements de versant et de la cartographie morphodynamique. Cette approche géomorphologique vise à caractériser et comprendre plus globalement les phénomènes, leur distribution spatiale et leurs facteurs de prédisposition. Cette étape d'inventaire permet également de disposer d'un premier jeu de données de base, indispensable à la cartographie de la susceptibilité et de l'aléa.

Chapitre 3

Les mouvements de versant de la partie continentale du Pays d’Auge : Typologie et description

3.1. Introduction

Ce chapitre présente les principales caractéristiques morphologiques des mouvements de terrain de la partie continentale du *Pays d’Auge*, sur la base des documents existants et des premières observations et investigations sur le terrain. L’objectif principal vise à asseoir **une typologie de base robuste**, reposant sur les connaissances préalables et sur **huit glissements** dont les caractéristiques morpho-structurales sont décrites, analysées et vérifiées par modélisation 2D pour deux glissements. De même, ces descriptions permettront d’alimenter la connaissance “*expert*” des phénomènes sur un modèle conceptuel de répartition des mouvements à l’échelle du versant, en vue de la cartographie de la susceptibilité.

La section 3.2 propose un **état des lieux des connaissances et bases de données disponibles** sur la localisation et la **typologie des mouvements de versant** dans la partie continentale du *Pays d’Auge*.

La section 3.3 expose la **démarche méthodologique de caractérisation** de la morphologie de surface et de la structure interne des mouvements de versant.

La section 3.4 présente une **typologie détaillée des mouvements de versant adaptée à cette recherche** et en adéquation avec les standards internationaux proposés entre autres par Varnes (1978), Cruden & Varnes (1996) et Dikau *et al.* (1996a).

Cette typologie sera ensuite illustrée par **huit sites représentatifs** ayant fait l’objet d’une investigation détaillée multi-méthodes (Section 3.5.).

La section 3.6 présente une modélisation à base physique 2D, appliquée sur un des glissements superficiels investigués, de manière à vérifier la cohérence des interprétations proposées.

Enfin, la conclusion-synthèse permettra de souligner les points importants sur la répartition spatiale et temporelle **des différents types de mouvements** rencontrés à l’échelle du versant.

3.2. Connaissances de base et données disponibles

Plusieurs travaux de recherche fondamentale et appliquée se sont intéressés à la description et au fonctionnement des mouvements de versant dans la partie continentale du *Pays d'Auge*, durant les années 1970 et 1980 notamment. Cette section vise à définir les connaissances préalablement disponibles, afin de justifier le besoin d'une caractérisation plus détaillée des phénomènes.

3.2.1. Études liées à la cartographie ZERMOS

En amont de la cartographie ZERMOS, trois études principales s'attardent sur la caractérisation et la description des mouvements de versant dans la région de *Trouville/Pont l'Évêque* (Masson, 1976 ; Mahieu *et al.*, 1977 ; Porcher & Guillopé, 1979). Celles-ci se basent sur une méthode de levé dit "*géodynamique*" visant à décrire la morphologie de surface des zones potentiellement instables, ainsi qu'à en interpréter la dynamique et le fonctionnement.

La morphologie de surface est décrite suivant les formes liées à l'hydrologie, au ruissellement, aux formes de solifluxion sur les versants, aux formes liées aux effondrements karstiques et aux ruptures de pente. L'origine de ces formes est ensuite interprétée suivant **trois types de processus de genèse** : (1) imprégnation phréatique, (2) dynamique de glissement superficiel et (3) incision fluviale (Figure 3.1).

Ainsi, **deux principaux types de mouvements de versant sont identifiés** (Porcher & Guillopé, 1979) :

- les mouvements lents se caractérisant en surface par des boursouffures ou "*moutonnements*". Ils sont divisés en trois principaux types correspondant chacun à trois intensités dans le bombement des terrains ;
- les phénomènes de glissement *stricto-sensu* avec deux types majeurs : (1) des glissements par "*rupture et étalement*" localisés sur les versants et (2) des "*effondrements*" de bordure de cours d'eau liés au sapement des berges.

Au sein de ces deux grands types de processus sont distingués les mouvements "*anciens*" globalement attribués à des héritages quaternaires et les mouvements dits "*actuels*". Le couvert végétal est également pris en compte en attribuant à la forêt un rôle stabilisateur.

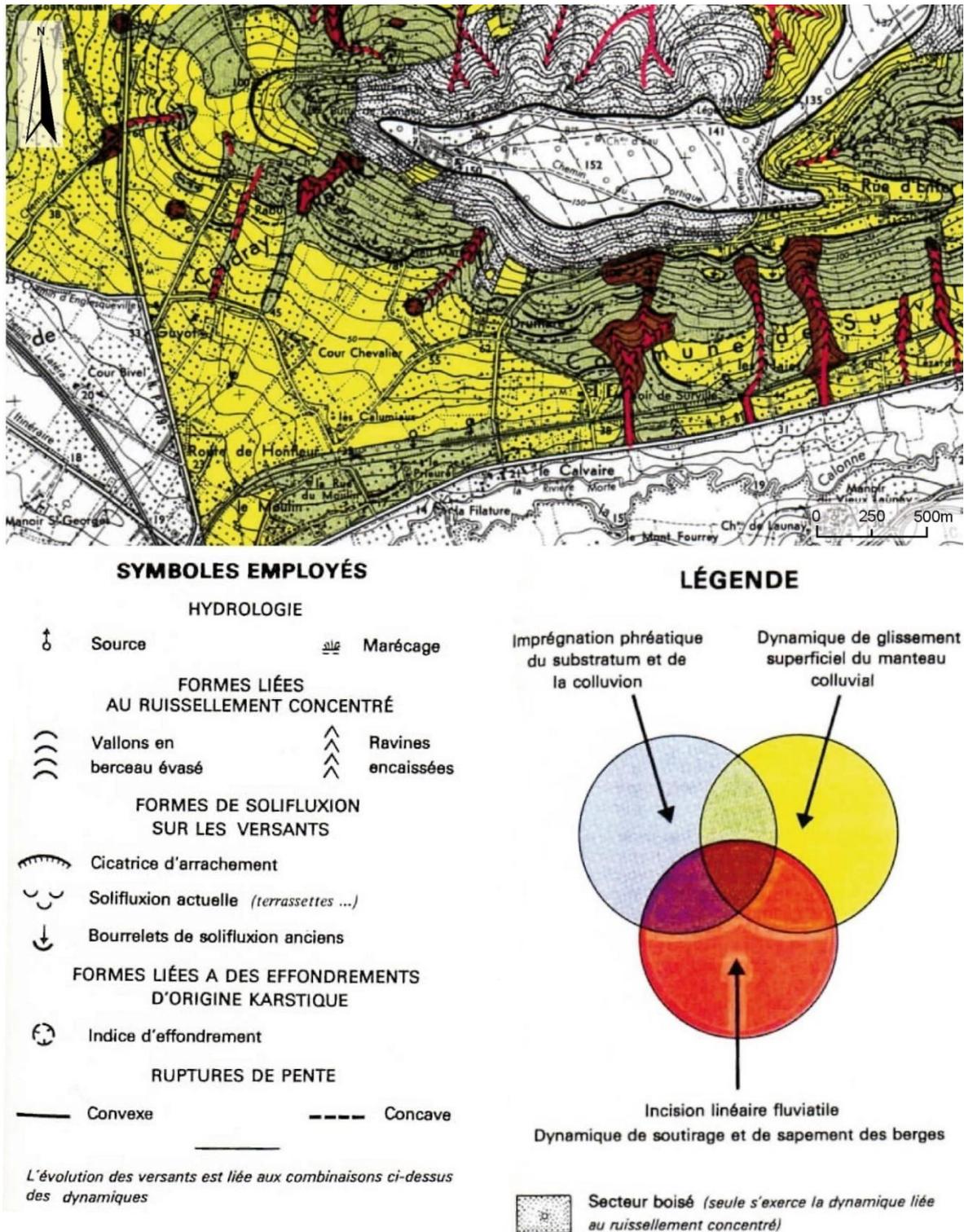


Figure 3.1 : Extrait de la carte du levé géodynamique de la basse vallée de la Touques et légende associée (Mahieu et al., 1977)

3.2.2. Études liées à la construction de l'autoroute A13

Dans le cadre de la construction de l'autoroute A13, plusieurs études sur la stabilité des versants ont été menées en collaboration entre le Laboratoire des Ponts et Chaussées de Rouen et le Centre de Géomorphologie de Caen (Journaux, 1971 ;

Guérard, 1971 ; Decatheaugrue, 1971 ; Ponts-et-Chaussées, 1971 ; Caron, 1972 ; Helluin & Helluin, 1972). L’objectif principal de toutes ces études visait à identifier le point de passage optimal de l’autoroute entre la vallée de la *Touques* et le plateau du *Lieuvin*.

Elles ont consisté en une large gamme d’études hydrologiques sur les formations superficielles et sur la stabilité des versants. Outre les études générales, certaines se sont directement focalisées sur la caractérisation de la structure des versants en apparence instable. Le vallon des *Bottentuits*, situé sur la commune *Saint-André-d’Hebertôt* a fait l’objet de nombreux forages en vue de la caractérisation de la structure interne du versant (Figure 3.2).

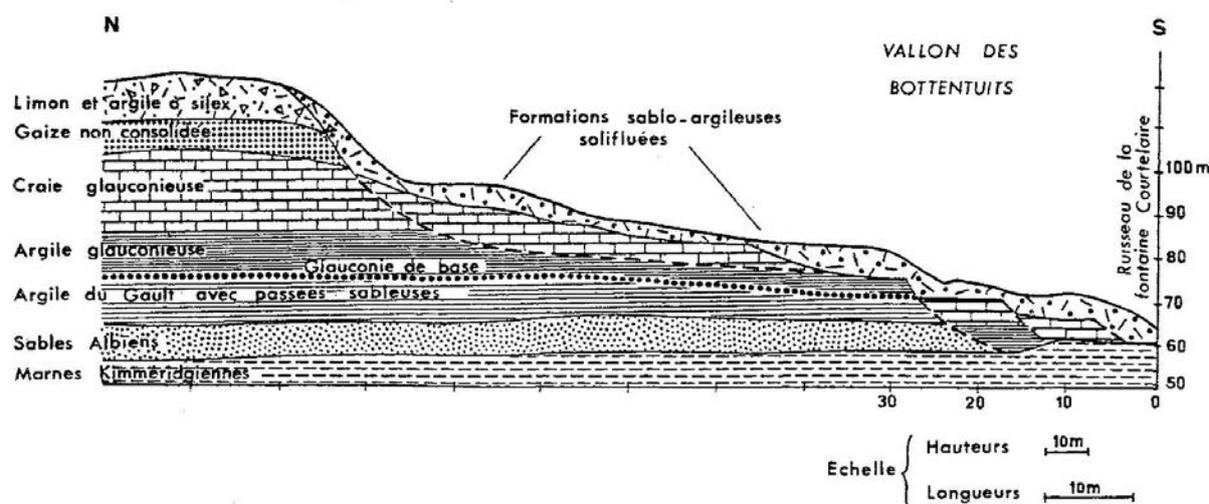


Figure 3.2 : Profil interprétatif du versant sud du vallon des Bottentuits (Ponts-et-Chaussées, 1971)

Les forages ont permis d’identifier la présence de panneaux de craie déplacés sur les argiles glauconieuses, sous forme d’un vaste glissement rotationnel (Figure 3.2), comme observé dans la vallée de la *Touques* (Juignet *et al.*, 1967). L’analyse de ce glissement permet de mettre en évidence un lien étroit entre les formations crayeuses, les formations glauconieuses et l’hydrologie sous-terrain dans le déclenchement. L’ampleur du phénomène montre que les conditions climatiques actuelles ne semblent pas suffisantes pour permettre le déclenchement ou la réactivation d’un tel phénomène. Il s’agirait d’un glissement ancien, dormant ou stabilisé s’étant produit durant les périodes froides du Quaternaire (Journaux, 1971).

3.2.3. Études suites aux événements climatiques des années 1980

Dans les années 1980, la survenance de plusieurs phénomènes de glissements de terrain majeurs a suscité un grand intérêt au sein de la communauté scientifique caennaise, notamment au *Centre de Recherche en Géographie Physique de l’Environnement* (CREGEPE), (Maquaire, 1983 ; Flageollet & Helluin, 1984 ; Ballais *et al.*, 1984 ; Maquaire *et al.*, 1984 ; Flageollet & Helluin, 1987 ; Helluin, 1988 ; Maquaire & Gigot, 1988). Ces études se sont focalisées, pour la plupart, sur les glissements côtiers du *Bessin* et de *Villerville-Criqueboeuf* présentant les plus fortes intensités et/ou conséquences.

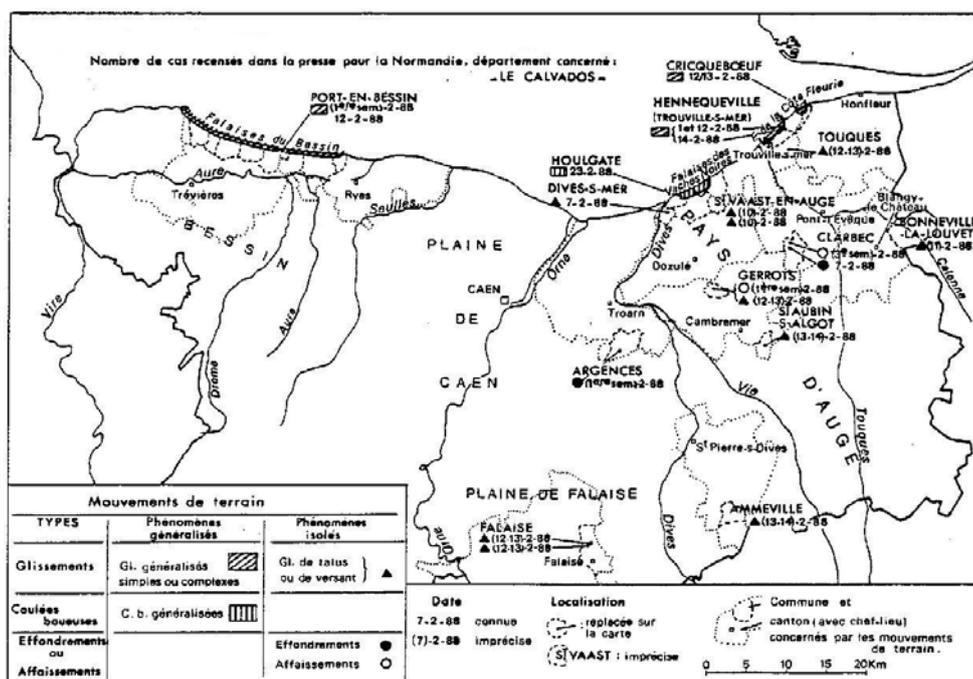


Figure 3.3 : Localisation des mouvements de terrain de février 1988 dans le Calvados (Helluin, 1988)

Deux autres études historiques (basées sur la recherche d'archives) se sont focalisées sur les mouvements de terrain à échelle départementale dans le Calvados (Ballais *et al.*, 1984 ; Helluin, 1988). Ces études montrent une relation entre des phénomènes de précipitations longues et prolongées et le déclenchement de mouvements de terrain. Par exemple (Figure 3.3), les glissements identifiés en 1988 se sont déclenchés, pour une grande partie, dans le Pays d'Auge (Helluin, 1988).

3.2.4. Base de données du BRGM (BDMvt)

La BDMvt¹ est une base de données nationale mise en place à partir de 1993 par le BRGM. Elle recense la localisation, le type ainsi que onze autres paramètres (fiabilité, précision, etc.) des mouvements de terrain, sous forme d'inventaires départementaux (Mirgon, 2002). Cette base de données est créée à partir d'une investigation bibliographique et d'archives référençant les rapports, cartes d'inventaire disponibles, et articles de presse permettant de localiser les mouvements de terrain. Une enquête sous forme de questionnaires adressés aux mairies des communes de l'ensemble du territoire vient compléter cette investigation. C'est une base de données gratuite, disponible pour l'intégralité du territoire français. La précision de la donnée est très inégale puisqu'elle est fortement dépendante des documents disponibles et de la connaissance des maires des types de phénomènes présents sur la commune (Couëffé *et al.*, 2005).

Les phénomènes sont classés en **cinq catégories** : (1) glissements, (2) effondrements, (3) coulées, (4) érosion de berge et (5) chutes de blocs. Cet inventaire constitue une bonne base de départ pour une investigation sur les mouvements de versant, mais reste insuffisante dans la mesure où la typologie précise des phénomènes n'est pas détaillée. De même, l'échelle d'utilisation de la donnée proposée par le BRGM est le

¹ www.bdmvt.net

1/100.000^{ème}. La précision de la localisation des phénomènes varie de la commune au décamètre. La localisation de la majeure partie des mouvements n’est donc connue que de manière approximative.

Ces études permettent de dégager les grands traits caractéristiques de mouvements de versant. Ils sont commandés par des facteurs de prédisposition (pente, lithologie, occupation du sol) et de déclenchement (hydrométéorologie et hydrogéologie).

Cependant, les types de mouvements de versant ne sont que peu décrits dans ces études et ne sont pas classifiés selon la typologie internationale. Ainsi, la morphologie et le fonctionnement ne sont pas encore bien compris et étudiés dans le détail. Pourtant, pour la cartographie de la susceptibilité et de l’aléa, la connaissance et la caractérisation des phénomènes constituent des étapes fondamentales.

Ainsi, le besoin d’une typologie détaillée prenant en compte l’ensemble des caractéristiques morphodynamiques des mouvements de versant apparaît comme indispensable. Du fait du manque de “*recul bibliographique*”, l’investigation d’un certain nombre de phénomènes de référence est indispensable à la précision de la typologie des phénomènes.

3.3. Méthodes pour la cartographie et la caractérisation de la structure interne des glissements

La caractérisation de la morphologie et de la structure interne des versants instables constitue une étape fondamentale de la modélisation et de la cartographie de l’aléa mouvements de versant (Maquaire, 2002). Ce travail vise à définir un modèle conceptuel de la géométrie et du comportement des mouvements de versant permettant de :

- (1) délimiter en surface les différentes zones actives et leur morphologie (van Westen, 2004) ;
- (2) localiser en profondeur la surface de rupture (épaisseur et éventuellement volume de la masse déplacée) (Fell *et al.*, 2000 ; Jongmans & Garambois, 2007 ; Lissak *et al.*, 2010) ;
- (3) estimer la morphologie du versant avant la rupture (Leroueil *et al.*, 1996 ; Fell *et al.*, 2000)

Ce travail nécessite généralement le couplage de plusieurs types de données permettant l’interprétation. Ces données sont issues de différentes disciplines généralement déclinées en **quatre groupes** (Travelletti, 2011) : (1) données géomorphologiques, (2) données géologiques, (3) données géotechniques et géophysiques, (4) données sur la cinématique. Le couplage de ces mesures de surface et de profondeur vise à interpréter les relations entre la morphologie de surface et le comportement du glissement en profondeur.

La caractérisation de la structure interne et de la morphologie des glissements de terrain a fait l’objet d’un grand nombre de recherches (entre autres, Hutchinson *et al.*, 1991 ; Flageollet *et al.*, 2000 ; Maquaire *et al.*, 2001 ; Malet, 2003 ; Bromhead & Ibsen, 2004 ; Grandjean *et al.*, 2006 ; van den Eeckhaut *et al.*, 2007 ; Travelletti, 2011 ; Bievre *et al.*, 2012 ; Lissak, 2012). Ces recherches furent ainsi l’occasion de

développements conséquents sur les outils et méthodes permettant d'obtenir des images détaillées de la structure interne des mouvements de versant.

L'approche présentée ici, reste relativement “*basique*” dans le spectre disciplinaire de l'analyse de la structure des mouvements de versant. Seules quelques investigations de base ont été engagées afin de répondre de manière pragmatique au problème de la caractérisation et de la classification des mouvements de versant de la partie continentale du *Pays d'Auge*.

3.3.1. Cartographie morphodynamique à l'échelle du versant instable (1/2.000^{ème})

La cartographie morphodynamique repose sur la spatialisation combinée des formes de terrain et de leur mise en relation avec un processus dynamique, dont l'activité est estimée en fonction des indices morphologiques de surface. Traditionnellement, cette démarche géomorphologique est basée sur des observations de terrain, d'inventaire et de cartographie des formes caractéristiques qui seront, par la suite, mises en relation avec les matériaux et les processus de mise en place.

De très nombreuses méthodes de cartographie géomorphologique et morphodynamique ont été proposées dans la littérature (entre autres, Tricart, 1971 ; Schoeneich, 1993 ; Guérémy & Marre, 1996 ; Joly, 1997 ; Pasuto & Soldati, 1999 ; van Westen *et al.*, 2003 ; Reynard *et al.*, 2005 ; van den Eeckhaut *et al.*, 2007), dont trois synthèses ont été établies par Gustavsson (2006), Thiery (2007) et Gustavsson *et al.*, (2008).

Cette approche cartographique à échelle très détaillée (1/2.000^{ème}) et résolument axée sur les processus de mouvements de versant s'inspire largement des travaux de Remaître (2006) et Thiery (2007). Nous proposons ici une vision détaillée des formes liées aux phénomènes de mouvements de versant, privilégiant la lisibilité et l'orientation thématique de la carte à une vision descriptive globale géomorphologique.

3.3.1.1. Formes et processus de versant : indicateurs morphologiques de l'activité

Le préalable à toutes investigations géomorphologiques consiste en la collecte et l'analyse des différentes images aériennes (actuelles et historiques) ainsi que des rapports et autres documents susceptibles de révéler des informations sur la morphologie, l'activité et/ou l'évolution des phénomènes dans le temps (Thiery, 2007) (Figure 3.4). Par la suite, une analyse géomorphologique sur le terrain a été systématiquement engagée pour chacun des sites d'étude sélectionnés. Une attention particulière a été apportée à l'identification (1) des escarpements (principaux et secondaires) ; (2) des fractures ouvertes ; (3) des contre-pentes ; (4) des principaux bourrelets et autres indices d'accumulation, (5) de l'hydrologie (talwegs, zones marécageuses, résurgences de nappe, zones de saturation du substratum) et (6) des formes de végétation (Figure 3.5). Ces indicateurs de surface collectés et cartographiés permettent une première approche essentielle dans la délimitation des zones instables.

Activité	Inactif			Actif	
	Stabilisé	Latent		Intermittent	Continu
Age estimé	Pléistocène (20 000 B.P.)	10 000 B.P.	Holocène	Historique (150 B.P.)	Actuel/ présent
Période de retour	Inconnue			10 ans	1 an 1 jour
Morphologie	 Les formes sont légèrement perceptibles, il ne reste que des traces morphologiques du phénomène.	 Les formes sont modifiées par l'érosion de surface et le réseau de drainage. Le glissement est recouvert de végétation.	 La morphologie reste différente des alentours. Les formes sont adoucies par les différents processus d'érosion de surface.	 Les formes sont fraîches, la morphologie est distincte des alentours, les fissures et escarpements sont bien visibles.	

Figure 3.4 : Classification des différents degrés d'activité des mouvements de versant en fonction de leur morphologie de surface (d'après Thiery, 2007 adapté de McCalpin, 1984)

Une relation est ensuite établie entre la fraîcheur des formes et l'activité des mouvements de versant (McCalpin, 1984 ; McCalpin & Rice, 1987). **Plus la morphologie est "fraîche", plus le phénomène est considéré comme actif.** Les formes telles que les escarpements, les lobes et bourrelets, les fractures et la topographie chaotique sont considérées comme autant d'indicateurs de l'activité des phénomènes.

Les différents états de dégradation ont été ensuite comparés afin d'établir une classification relative en deux types (glissements inactifs et glissements actifs), subdivisés en quatre états d'activité distincts (stabilisé, latent, actif intermittent et actif continu) :

Glissements inactifs : la morphologie de ces glissements est discrète et estompée, témoignant de processus anciens. **Deux types** s'individualisent en fonction de la morphologie de surface et de l'âge estimé.

- **Stabilisé :** il s'agit de mouvements anciens, aux formes très estompées et n'étant pas susceptibles de se déclencher dans les conditions climatiques actuelles. Ces mouvements sont attribués à des périodes antérieures du Pléistocène, notamment le Weichsélien et le Tardiglaciaire. Ces phénomènes, inactifs en apparence, peuvent tout de même être l'objet d'autres processus actuels tels que la solifluxion et des glissements superficiels.
- **Latent :** il s'agit de phénomènes anciens, mais susceptibles de se déclencher/réactiver dans les conditions climatiques actuelles. Leur âge n'est pas connu, mais leurs formes laissent penser à un fonctionnement plus récent que les glissements stabilisés. Leur déclenchement est globalement attribué aux périodes post glaciaires de l'Holocène. Cette catégorie englobe également les processus de solifluxion, pour lesquels peu d'informations sont disponibles quant à leur état d'activité réel, mais semble pouvoir continuer à évoluer dans le contexte hydro-climatique actuel.

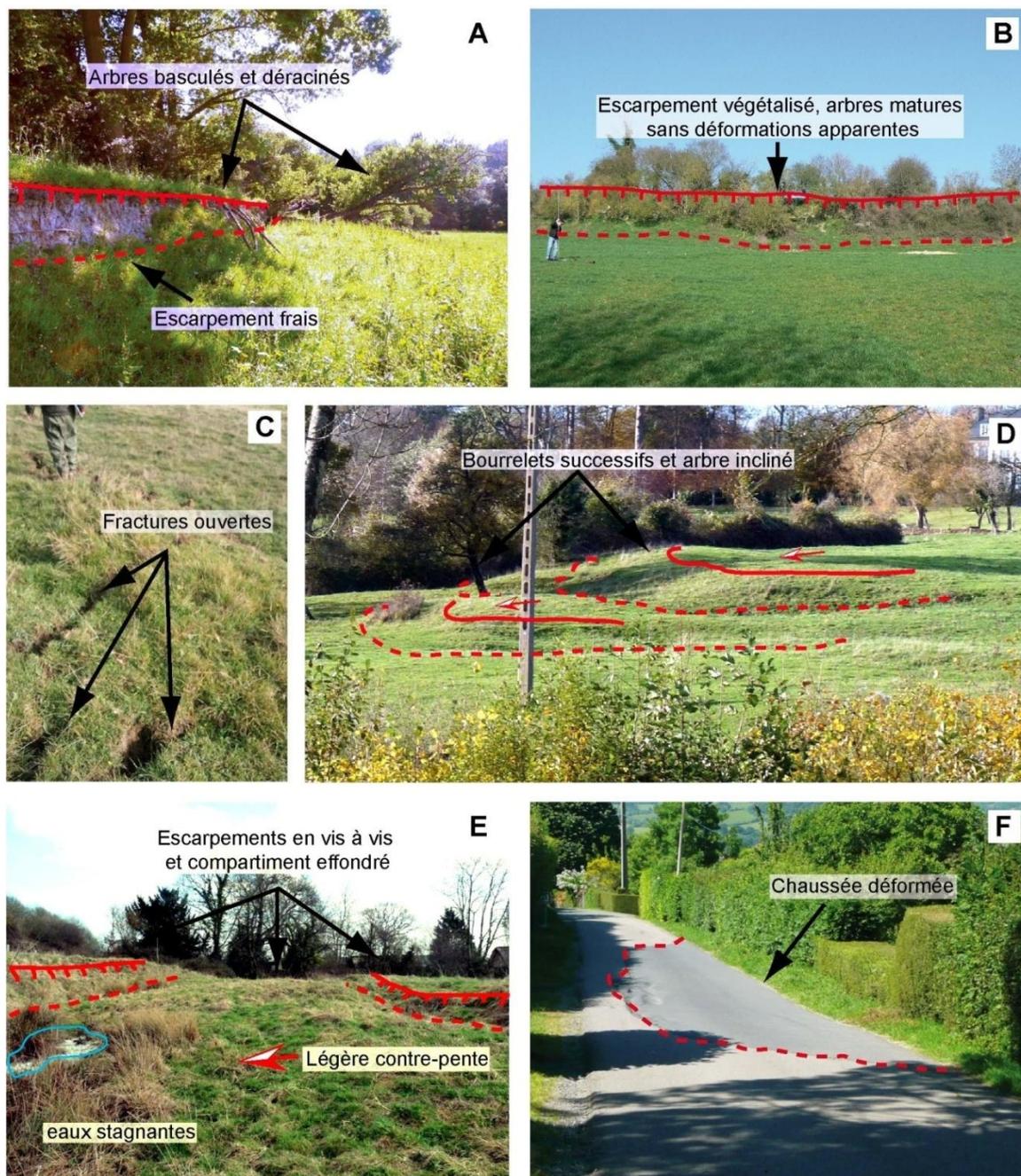
Glissements actifs : pour les phénomènes actifs, les formes sont nettement visibles (escarpements, fractures ouvertes, terre à nu, etc.), témoignant d'un déclenchement/réactivation récent(e). Les formes peuvent tout de même être

légèrement estompées ou au contraire très visibles, permettant de diviser cette catégorie en **deux sous-classes**.

- **Actifs continus** : ce terme fait référence aux mouvements de versant ayant été affectés par un ou plusieurs déplacements durant la dernière année (Varnes, 1978). Ces phénomènes se distinguent notamment par une morphologie très fraîche.
- **Actifs intermittents** : cette classe intègre les phénomènes ayant subi des déplacements au cours des dix dernières années. Les formes sont fraîches ou légèrement masquées par l'érosion et/ou la reconquête de la végétation sur les escarpements.

Outre la morphologie de surface, l'observation de la végétation et de l'hydrologie de surface peut permettre de préciser les estimations sur l'état d'activité des phénomènes. Une forêt ivre, des arbres déracinés et/ou inclinés témoignent d'une activité récente du phénomène. À l'inverse, une végétation non perturbée et le recouvrement d'un escarpement par une végétation herbacée témoignent d'une certaine "*inactivité*". Une végétation hygrophile sur un phénomène stabilisé renseigne sur une forte humidité du versant et ainsi, sur une potentielle réactivation du processus. L'analyse dendrogéomorphologique peut ainsi être utilisée pour évaluer les périodes d'activité des mouvements de versant (Braam *et al.*, 1987 ; Astrade *et al.*, 1998 ; Corominas & Moya, 2008 ; Lopez-Saez, 2011).

L'hydrologie constitue également un marqueur intéressant pour les mouvements de versant. Certains glissements peuvent par exemple être déclenchés suite au sapement basal d'une berge par un cours d'eau. Dans certaines conditions, la proximité au cours d'eau peut être considérée comme un facteur de prédisposition important. De même, le déclenchement de mouvements de versant peut avoir une incidence sur le tracé des cours d'eau en leur imposant une contrainte. Ces changements inhabituels des tracés des cours d'eau peuvent se révéler être des indices importants de la présence des mouvements de masse pouvant être repérables sur des images aériennes par exemple (Masson, 1976 ; Porcher & Guillopé, 1979). Enfin, l'hydrologie d'un versant peut être un bon marqueur de la présence d'une activité tout comme un indice de réactivation de glissements. Ainsi, un versant parcouru par de multiples zones sourceuses, mares et autres zones de saturation et de débordement de nappe va être potentiellement plus affecté par des déplacements qu'un versant bien drainé aux sources captées et/ou chenalisées.



Fressard, 2013

(A) escarpement principal d’un glissement de terrain récent actif (St-Joint, juin 2008) ; (B) escarpement principal d’un glissement dormant (Lécaude, mars 2011) ; (C) fractures ouvertes sur un bourrelet latéral de glissement (Angerville, octobre 2012, Relier) ; (D) lobe frontal d’un glissement actif (Surville, décembre 2009) ; (E) système de horst-graben d’un glissement translationnel actif (Bonneville-sur-Touques, janvier 2010) et (F) chaussée déformée et regoudronnée suite à un mouvement de versant (Fressard, juin 2008)

Figure 3.5 : Illustrations photographiques des principales formes cartographiées et indicateurs du degré d’activité des mouvements de versant

3.3.1.2. Acquisition des données et méthode de cartographie

Pour faciliter la cartographie et améliorer la précision des levés, un GPS cartographique² d'une précision horizontale d'un mètre a été utilisé. Cet outil permet une digitalisation des formes directement sur le terrain et ainsi une intégration rapide de données géoréférencées au SIG.

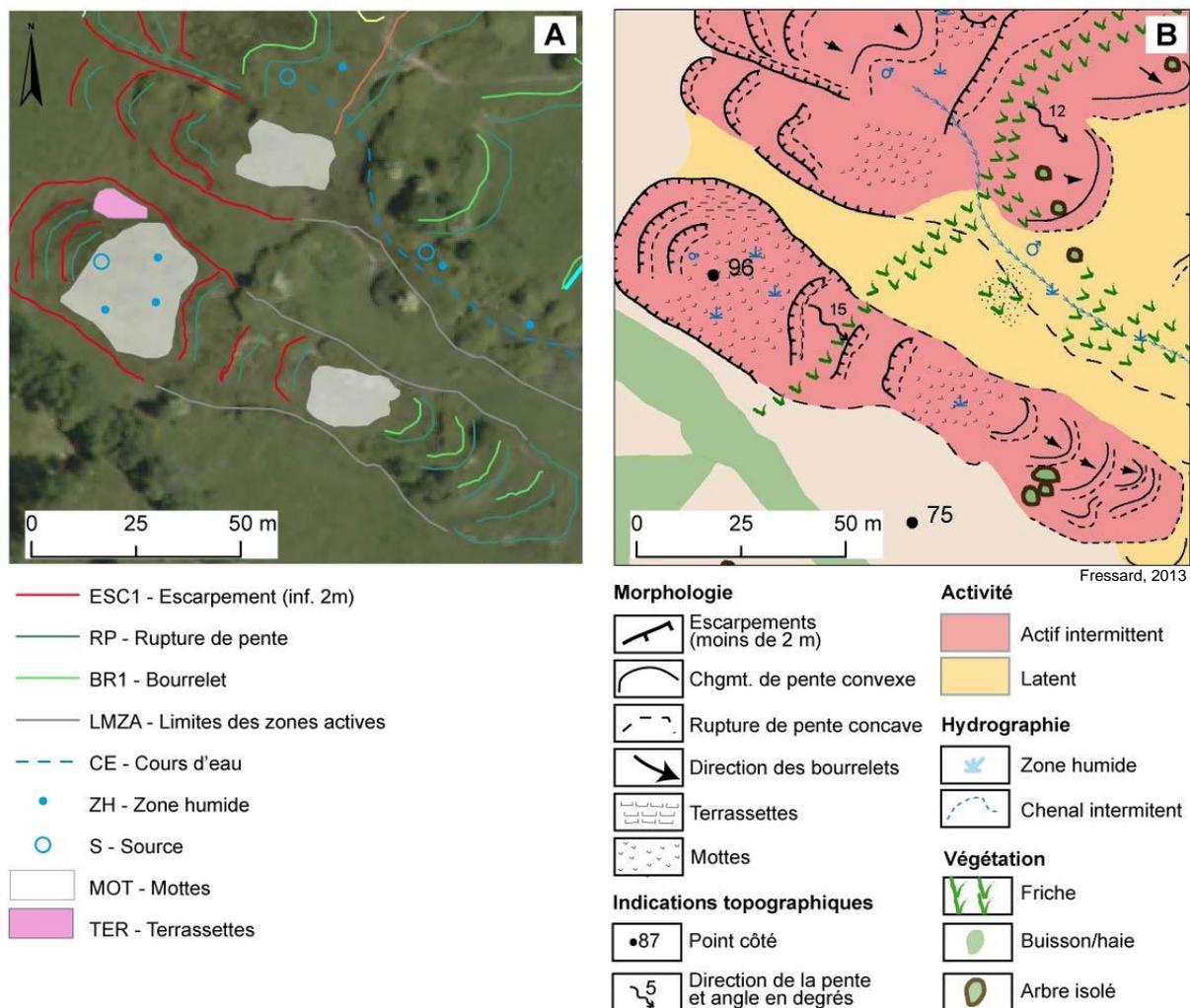
Pour compléter les levés de terrain, une analyse diachronique systématique des images aériennes historiques disponibles est réalisée pour l'ensemble des sites d'étude. Elle permet d'évaluer, en fonction de la qualité/précision des images disponibles, l'évolution de la morphologie de surface et de l'occupation du sol sur les zones de mouvements. Ceci permet d'identifier, avec une précision relative, la/les date(s) de déclenchement/réactivation des secteurs étudiés, et ainsi d'alimenter et/ou de préciser l'évaluation de l'état d'activité des phénomènes.

Les levés "*SIG mobile*" bruts sous forme de points, polygones et polygones sont ensuite exportés vers un logiciel de dessin vectoriel afin d'appliquer les formes et figurés cartographiques (Figure 3.6). Les cartes vectorielles finales sont exportées en raster, puis géoréférencées.

3.3.2. Structure interne des mouvements de versant

Pour compléter l'analyse de la morphologie de surface, il a été nécessaire d'engager des investigations sur la reconnaissance des mouvements de versant en profondeur (Dikau *et al.*, 1996a). L'interprétation de la structure des mouvements de versant se réalise généralement le long d'un ou plusieurs profil(s) représentatif(s). Ceci permet une représentation en coupe de la distribution des différentes unités constitutives des glissements, pour permettre d'interpréter la structure interne de la zone déplacée. Cette analyse a nécessité le croisement de plusieurs types de données, surtout dans le cas de structures internes complexes, avec plusieurs surfaces de rupture. Ces différentes techniques d'investigation ont permis de détailler la structure géologique, la disposition des couches en subsurface et les limites verticales des glissements en profondeur.

² GPS SX-Blue II et PC de terrain ALGUIZ 7, logiciel ArcPAD 9



(A) Levé morphologique brut au GPS cartographique et (B) carte morphodynamique finale

Figure 3.6 : Principe général du levé des formes au GPS et de la cartographie morphodynamique

Les méthodes directes sont les plus employées pour l’investigation de la structure interne des mouvements de versant. Il s’agit généralement de sondages ponctuels **destructifs et/ou carottés** utilisant différentes techniques (allant de la **tarière manuelle** aux **sondeuses rotatives et/ou à percussion**). Pour ces recherches dans la partie continentale du *Pays d’Auge*, des moyens d’investigation légers ont été privilégiés associant tarière manuelle et vibro-percuteur à gouges (Figure 3.7). Ces outils ont permis une observation directe et très détaillée des formations en place, et le prélèvement d’échantillons intacts ou remaniés pour analyses et essais de laboratoire. Les investigations ont été menées jusqu’à des profondeurs limitées (quelques mètres), qui se sont révélées suffisantes pour une première approche de la définition de la structure interne des glissements superficiels. Ainsi, les sondages ont été directement interprétés sur le terrain. Chacune des formations observées a été référencée suivant la classification existante de la nature de substrats et formations superficielles (cf. chapitre 2). Parfois, les données de terrain ont été couplées aux données disponibles dans la *Base de Données du Sous Sol* (BDSS, BRGM) lorsqu’un sondage existant, à proximité directe, était disponible. La forte disparité des descriptions disponibles, due à la forte subjectivité de l’analyse des sondages a obligé

parfois à une réinterprétation des descriptions existantes (Lissak, 2012). Ces sondages ont pu être ponctuellement complétés par des observations directes en surface, lorsque la configuration du site le permettait (formations affleurantes) (Figure 3.7.D).



(A) Faciès de sables glauconieux en partie supérieure du sondage et craie altérée en partie inférieure (Lécaude, mars 2011) ; (B) faciès argilo-glauconieux (Bonneville-sur-Touques, octobre 2011) ; (C) faciès marneux (Grandchamp-le-Château, novembre 2012) et (D) affleurement de craie altérée sur la partie médiane de l'escarpement principal (Lécaude, mars 2011)

Figure 3.7 : Illustrations photographiques de divers faciès reconnaissables dans les sondages et identifiables en surface

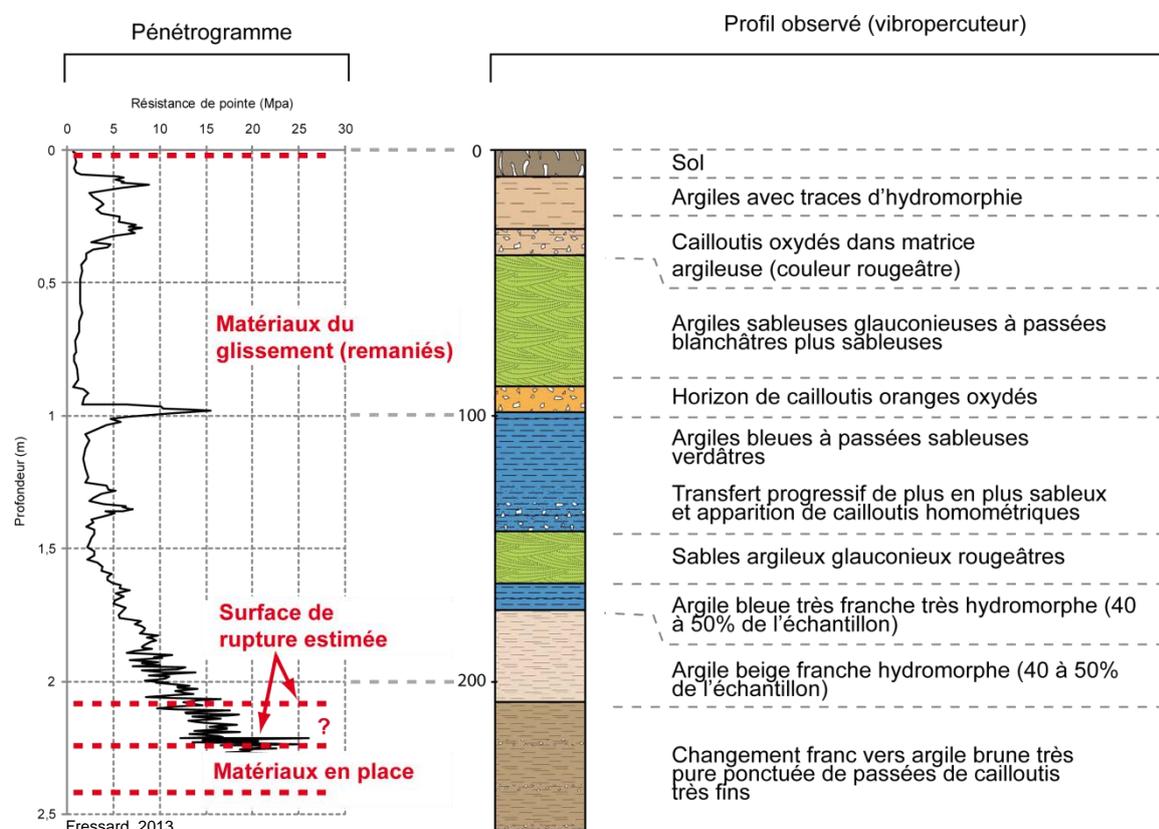
Enfin, pour la classification des formations observées, des analyses et essais en laboratoire ont été réalisés pour déterminer les textures (analyses granulométriques), les caractéristiques intrinsèques (essais de cisaillement rectiligne), les poids spécifiques secs et humides, etc.

Les sondages ont été complétés également par des **investigations pénétrométriques**. Un pénétromètre à charge variable de type Panda a permis de mesurer les différences de compaction du sol et de définir les épaisseurs de matériaux

mobilisés dans les zones d’ablation et d’accumulation (Maquaire *et al.*, 2002 ; Fressard, 2008 ; Fressard *et al.*, 2009). Ces investigations pénétrométriques ont été calibrées au préalable avec des observations directes à partir de sondages au vibro-percuteur à gouges ou de fosses manuelles (Figure 3.8).

Pour chaque glissement, plusieurs profils longitudinaux et transversaux ont été levés à partir d’un GPS géodésique de précision, ou en cas de fort couvert végétal à l’aide d’un niveau de chantier. Ceci a permis d’obtenir une image détaillée de la morphologie de surface avec une précision centimétrique. Ces profils ont servi ensuite de base pour l’interprétation et ont été couplés avec les résultats des investigations sur la lithologie des substrats et formations superficielles.

Site d’étude : Le Bas-Verger (Les authieux-sur-Calonne, 14)
 Sondage n°1
 01/03/2012



Le changement de lithologie ainsi que l’augmentation rapide de la résistance du substratum permettent l’interprétation de la localisation de la surface de rupture

Figure 3.8 : Exemple de corrélation entre un essai pénétrométrique et un sondage au vibro-percuteur à gouges

Pour compléter ces investigations ponctuelles, deux sites d’études ont été investigués par **tomographie électrique**. Cette méthode, a permis d’obtenir une image en continu, le long d’un profil, de la mesure des résistivités électriques des matériaux. Une description du principe de la méthode de mesure est détaillée, entre autres, dans Jongmans & Garambois (2007). Ce type de mesure, parfois couplé à d’autres investigations géophysiques (sismique réfraction, géoradar, etc.) est très courant dans

la caractérisation des mouvements de versant (Grandjean *et al.*, 2006 ; Grandjean *et al.*, 2007). Ces investigations sont assez faciles à mettre en place, car non intrusives et permettent d'obtenir une image en continu du sous-sol. Ces mesures doivent cependant être calibrées par des sondages, afin d'associer à une certaine gamme de résistivités un ou plusieurs profils lithologiques (Jongmans & Garambois, 2007 ; Lissak *et al.*, 2010 ; Lissak, 2012).

3.4. Typologie des mouvements de versant de la partie continentale du Pays d'Auge

La typologie présentée dans cette section repose sur la combinaison des descriptions recueillies dans la bibliographie, ainsi que des diverses investigations engagées sur le terrain (reconnaissance, inventaires et études de cas). Même s'il s'agit d'un processus de construction progressif, la présentation de la typologie générale des mouvements de versant constitue un préalable nécessaire. **Deux principaux types de mouvements de versant** seront décrits : les **déformations de versant** (*solifluxion/reptation*), et les **glissements de terrain** *stricto-sensu* (*superficiels et profonds*). Cette typologie générale sera par la suite illustrée *via* la présentation de plusieurs phénomènes représentatifs qui seront décrits dans le détail. Le chapitre 4 viendra compléter cette description en s'attardant sur la présentation des cartes morphodynamiques et de l'inventaire des mouvements de versant.

3.4.1. Déformations de versant

Ce groupe rassemble l'ensemble des processus de déplacement/déformation progressive des sols et formations superficielles. Il s'agit de phénomènes généralement lents, voire très lents (quelques centimètres à quelques millimètres par an) souvent hérités de périodes périglaciaires. Dans la mesure où la description et la terminologie relative à ces phénomènes de déformation de versant (reptation/solifluxion/fluage) peut parfois diverger dans la littérature, il convient, au-delà de la simple description des phénomènes, de préciser notre positionnement sur ce propos.

3.4.1.1. Reptation et déformations plastiques

Il s'agit d'un mouvement lent pelliculaire affectant uniquement les sols et/ou la partie supérieure des formations superficielles. La reptation peut être un phénomène régulier et constant, cas du "*continuous creep*", ou ponctuel, cas du "*seasonal creep*" (Terzaghi, 1953). Ce phénomène est notamment influencé par la gravité, l'action biologique dans les sols, les variations de volume liées aux alternances humectation/dessiccation et au piétinement des bovins (Auzet & Ambroise, 1996 ; Govers & Poesen, 1998). Les zones affectées par la reptation se caractérisent généralement sur le terrain par un modelé faiblement bombé, une légère inclinaison des clôtures et pylônes électriques ainsi que par des formes de terrassettes, pieds de vaches et décollement par mottes sur les pentes fortes (Derruau, 1967 ; Tricart & Cayeux, 1967 ; Campy & Macaire, 1989 ; Bertran, 2004).

3.4.1.2. Déformations "profondes", cas de la solifluxion

Dans la littérature, les définitions de la solifluxion divergent. Elle est parfois uniquement réservée aux processus périglaciaires, notamment chez les auteurs anglo-saxons ("*solifluction*", citons entre autres, French, 1976 ; Williams & Smith, 1989). En

France, le sens est moins restrictif et considère à la fois les phénomènes périglaciaires, et également les phénomènes liés au déplacement progressif des sols et formations superficielles en domaine tempéré sous forme viscoplastique (Tricart & Cailleux, 1957 ; Avenard, 1989). Nous nous rangerons du côté de cette seconde définition, la considérant comme plus adaptée à la description des phénomènes du *Pays d’Auge*.

Il est généralement admis que ces formes de solifluxion sont héritées des périodes froides du Quaternaire, probablement en raison des variations d’importance du permafrost, en particulier à la suite des dernières périodes interglaciaires de l’**Eémien** et de la **transition Weichsélien/Holocène**, après laquelle le couvert végétal était appauvri et les terrains mis à nu (Bertrand, 1967 ; Journaux, 1971). La mise en place de ces formes héritées de relief peut s’interpréter comme la combinaison d’un processus de soulèvement de glace lors du gel, c’est-à-dire la cryoreptation (van Vliet-Lanoë, 1987) et du fluage du sol dû à la saturation lors du dégel (la gélifluxion).



(A) formes de reptation et pylône électrique incliné (Beuvron-en-Auge, décembre 2011, Maquaire) ; (B) formes de terrassettes (Lécaude, mars 2011) ; (C) formes de solifluxion de faible intensité (Crèveœur-en-Auge, février 2012) ; (D) formes de solifluxion de forte intensité (Grandchamp-le-Château, février 2012)

Figure 3.9 : Illustrations photographiques de formes de déformation de versants dans la partie continentale du Pays d’Auge

Aujourd’hui, la solifluxion du *Pays d’Auge* peut continuer à évoluer dans certaines conditions de saturation, sous forme de **coulées lentes liées au dépassement des seuils de liquidité des matériaux** (comportement visqueux caractérisé par l’absence d’une surface de rupture clairement identifiable) (Avenard, 1989). Ces

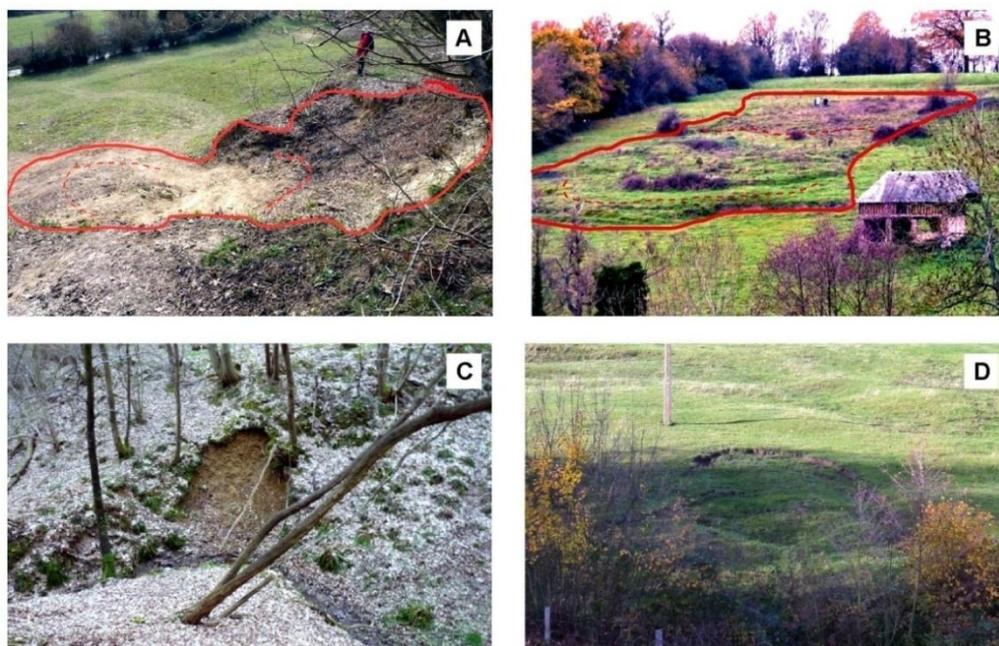
phénomènes s’observent notamment en partie médiane des versants, à proximité directe de la décharge de la nappe du Cénomaniens.

Dans le paysage, les formes de solifluxion se manifestent sous forme de **versants moutonnés par une succession de lobes plus ou moins réguliers**. L’amplitude de ces lobes peut être très variable, de quelques décimètres à plus de 2 mètres (Figure 3.8). Cependant, en l’absence de mesures et de suivis précis des déplacements, la distinction entre formes actives et formes reliques reste difficile.

3.4.2. Glissements de terrain

Contrairement aux phénomènes de déformations de versant, les glissements de terrain *stricto-sensu*, sont caractérisés par un comportement cassant, se manifestant par l’existence d’une ou plusieurs surface(s) de rupture clairement identifiable(s). Ces phénomènes se distinguent ainsi par leurs morphologies caractérisées notamment par la succession d’une zone d’ablation et d’une zone d’accumulation des matériaux.

Un premier élément de typologie locale pour les glissements de terrain réside dans la **distinction entre les glissements profonds et superficiels**. Plus qu’une limite fixe de profondeur, généralement fixée dans la littérature entre 3 et 5 mètres (Cruden & Varnes, 1996 ; Keeper, 1984 ; Dikau *et al.*, 1996a ; Zézere, 2002 ; van den Eeckhaut *et al.*, 2006 ; Maquaire & Malet, 2006 ; Poiraud, 2012), cette distinction permet surtout de discriminer les glissements affectant uniquement les formations superficielles, des glissements impliquant également le substratum.



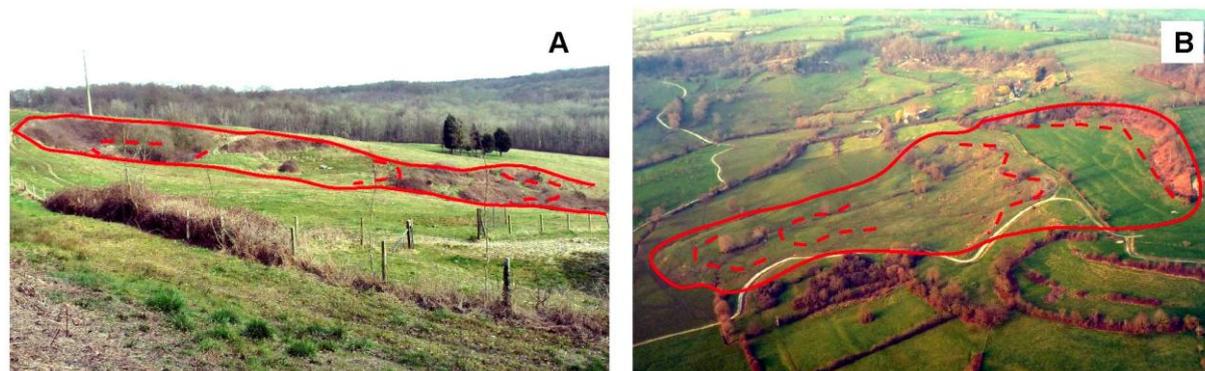
(A) et (B) exemples de glissements translationnels superficiels (Touques et les Authieux-sur-Calonne, mars 2009 et janvier 2012), (C) et (D) exemples de glissements superficiels de berge (Saint-Gatien-de-Bois et Touques, novembre 2009)

Figure 3.10 : Illustrations photographiques de quelques glissements superficiels dans la partie continentale du Pays d’Auge

Les glissements superficiels sont les glissements les plus fréquemment observés dans le *Pays d’Auge*. La majeure partie des glissements de ce type correspond à des

glissements à composante translationnelle n’impliquant que l’épaisseur de formation superficielle. Ils peuvent être rapprochés au type “*slab slide*” de la classification de Dikau *et al.* (1996a), ou au type “*earth slide*” de la classification de Cruden & Varnes, (1996) (Figure 3.10.A et B). Quelques cas de **glissements rotationnels superficiels** peuvent également être référencés (“*rotational slide*”) (Varnes, 1978). Ces phénomènes affectent les parties supérieures et médianes des versants disposant d’une épaisseur suffisante de formations superficielles. D’autres cas de **glissements superficiels de berge** sont couramment observés le long des cours d’eau caractérisés par une dynamique d’incision (Figure 3.10.C et D). Il s’agit majoritairement de glissements actifs du fait de la fraîcheur des formes observables sur le terrain : glissements qui se déclenchent pour la première fois ou bien qui se réactivent.

Les versants du *Pays d’Auge* sont également affectés par des **glissements profonds**. Ceux-ci se caractérisent principalement par la mobilisation de blocs de craie situés en partie sommitale des versants par des **glissements rotationnels et translationnels**. De ce point de vue, **trois principaux types de glissements profonds** sont distingués (Figure 3.11.B). Le premier type correspond à de très **grands glissements rotationnels** (“*slumps*”) affectant la quasi totalité du versant. Il s’agit de glissements anciens, dont l’origine est couramment admise aux périodes froides et interglaciaires *Riss-Würm* (Helluin & Helluin, 1972; Flageollet & Helluin, 1984). Ils sont **généralement inactifs**, caractérisés par une topographie largement adoucie par l’érosion. Dans certains cas, les parties correspondant à la zone d’accumulation des glissements peuvent montrer certains signes d’activité, évoluant sous forme de solifluxion et/ou de petits glissements superficiels. Des **glissements profonds, actifs intermittents ou continus** peuvent également être observés. Ils correspondent à des glissements de tailles plus modestes pouvant être rotationnels et, mais plus rarement, translationnels. Ils sont caractérisés par des formes plus fraîches et marquées (Figure 3.11.A).



(A) Glissement rotationnel profond actif récent (Tourville-en-Auge, mai 2011) et (B) large glissement rotationnel profond, inactif dans sa partie sommitale et zone d’accumulation évoluant sous forme de fluage régulier (Grandchamp-le-Château, février 2012)

Figure 3.11 : Illustrations photographiques de quelques glissements de terrain profonds dans la partie continentale du Pays d’Auge

De nombreux cas de glissements présentent une **combinaison complexe de plusieurs types de phénomènes**. Ainsi, des glissements profonds hérités peuvent être régulièrement affectés par des réactivations superficielles ou par une évolution sous forme de fluage. De même, des **glissements actifs récents**, combinant des

glissements translationnels et rotationnels peuvent être régulièrement observés. Les formes de solifluxion/reptation sont également couramment affectées par des glissements superficiels, comme l'illustreront les exemples choisis dans la section suivante. On observe donc couramment un **emboîtement des processus de mouvements de versant à la fois dans le temps et dans l'espace** (Figure 3.12).

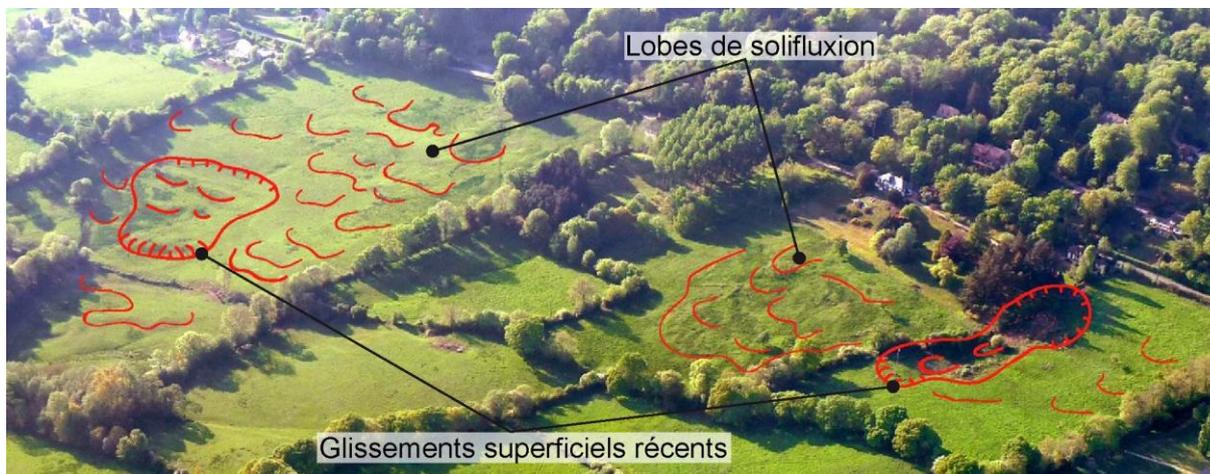


Figure 3.12 : Phénomènes de solifluxion et de glissements superficiels emboîtés sur un versant (Surville, avril 2010)

3.5. Description de quelques phénomènes représentatifs

3.5.1. Objectifs et choix des sites de référence

Afin de mieux comprendre les mécanismes, les matériaux impliqués et la typologie des mouvements de versant de la partie continentale du *Pays d'Auge*, des investigations ont été engagées sur **huit sites de "référence"** (Figure 3.13). Ces différents sites ont été identifiés à partir des bases de données disponibles et de plusieurs reconnaissances préalables en photo-interprétation et sur le terrain. L'objectif étant de sélectionner des événements contrastés en termes de morphologie de surface, de taille, d'ampleur, de types de matériaux impliqués et parfois d'enjeux et/ou conséquences. L'accessibilité au site constitue également un point fondamental dans la sélection des événements caractérisés.

Sur la base des données disponibles, cette section vise à présenter la morphologie de surface et les différents indices d'activité, puis de proposer une interprétation de la structure interne et de la forme de la surface de glissement probable de ces différents glissements. Ainsi, nous proposerons **d'associer une morphologie de surface à un type de mouvements de versant**, et à un certain comportement. Ceci permettra d'établir une **typologie détaillée des glissements de terrain** rencontrés dans la partie continentale du *Pays d'Auge*. Tous les résultats obtenus pour la caractérisation, ne seront pas systématiquement présentés, pour préférer une approche descriptive synthétique des caractéristiques principales de ces sites.

Deux des sites présentés ont fait l'objet d'investigations plus détaillées pour la définition de la structure interne du versant et des caractéristiques physiques et intrinsèques : sondages ponctuels (tarières et/ou vibro-percuteur à gouges, pénétromètre Panda), tomographie électrique, et analyses et essais de laboratoire. Ces

caractéristiques permettront d’engager une modélisation à base physique 2D pour vérifier la cohérence des interprétations proposées (Section 6).

Ainsi, les **huit sites de référence** décrits successivement correspondent à un versant affecté par de la déformation (solifluxion), deux glissements superficiels, deux glissements profonds, deux glissements complexes et composites, et enfin, un site affecté par un emboîtement de plusieurs processus. Si les phénomènes étudiés sont localisés dans la partie nord du *Pays d’Auge* (Figure 3.13), d’autres, de mêmes types, sont également présents dans la partie sud du terrain d’étude.

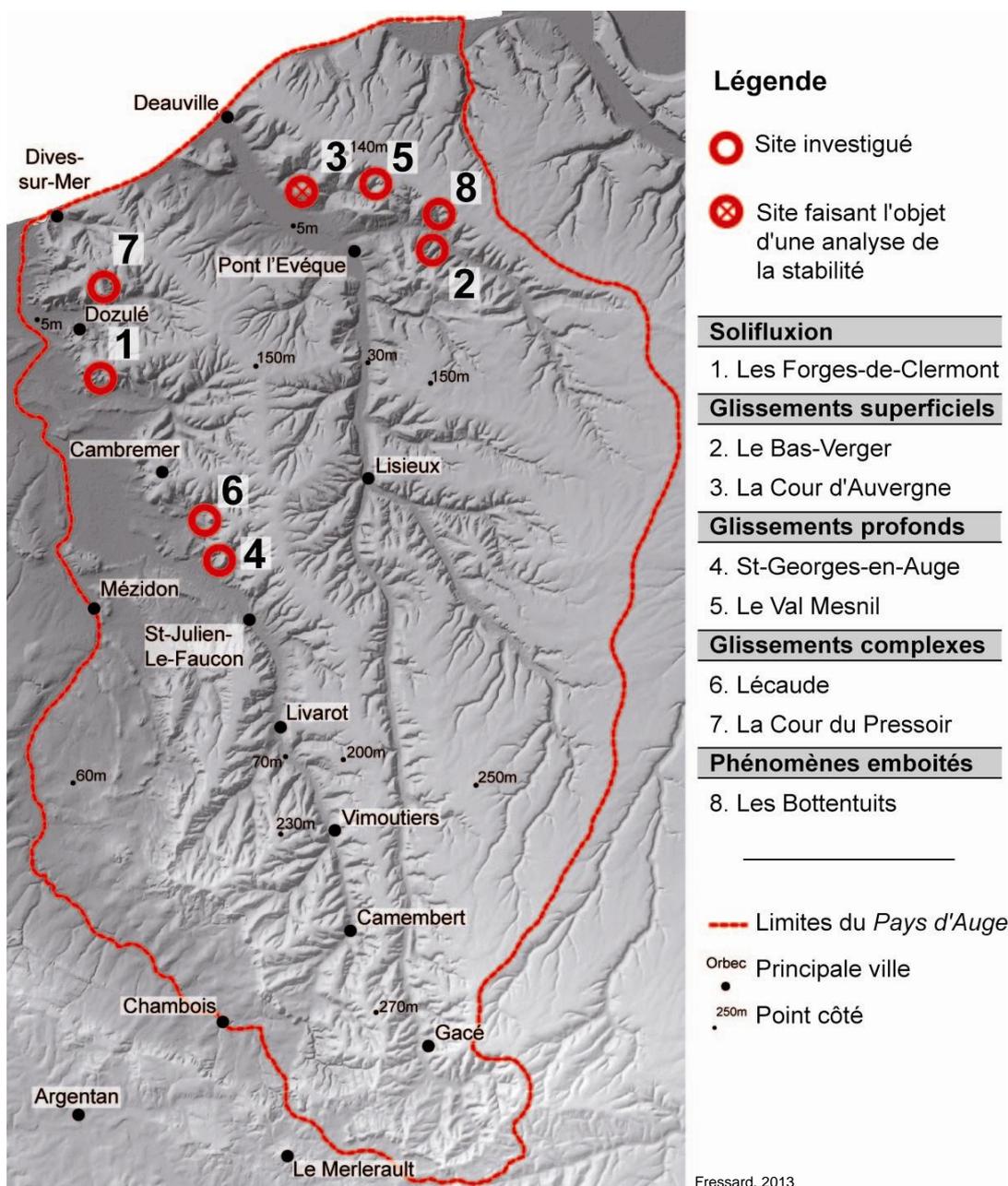


Figure 3.13 : Localisation des huit sites d’étude investigués dans le détail dans la partie continentale du Pays d’Auge

3.5.2. Déformations de versant, cas du secteur des *Forges-de-Clermont*

Le versant des *Forges-de-Clermont* est situé sur la cuesta du *Pays d'Auge*, dans sa partie nord, sur la commune de *Beuvron-en-Auge*. La zone cartographiée représente 105 hectares et est affectée par différents phénomènes de déformations de versant (Figure 3.14).

La partie amont du secteur décrit un **escarpement principal** en partie sommitale du versant à une altitude de l'ordre de 140 m. Celui-ci est armé dans une mince couche de craie (10 à 15 mètres d'épaisseur) largement altérée et recouverte d'argiles à silex. L'affleurement des sables glauconieux se matérialise par un vaste replat entre 110 et 130 mètres d'altitude. Le passage dans les marnes de Villers/Dives se caractérise par un **escarpement secondaire** (altitude de l'ordre de 115 m) armé dans un banc de calcaire marneux. À l'aval, la topographie décrit une **succession de multiples lobes** et une **topographie en bosses et en creux** dans des formations superficielles argilo-sableuses épaisses (Figure 3.15). Deux secteurs, ou couloirs s'individualisent clairement sur la figure 3.14 et sont séparés par un large ressaut topographique armé dans les marnes.

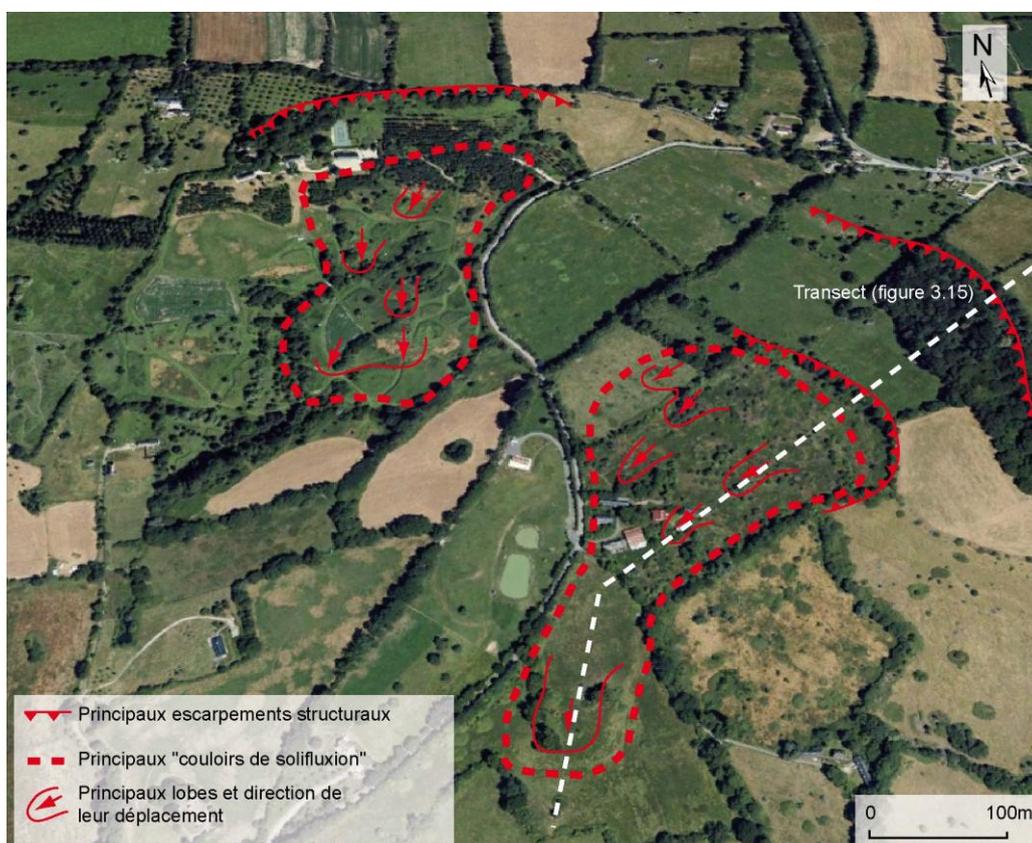


Figure 3.14 : Vue aérienne oblique du site des *Forges-de-Clermont* et principales formes de relief soulignées (image IGN, 2006 ; extrait google earth)

Les parties amont de la zone sont caractérisées par **de très légers bombements** dans la topographie (non cartographiés), traduisant des **processus de reptation**. De même, sur les parties les plus abruptes des escarpements, des formes de terrassettes plus ou moins régulières sont visibles et ont été assimilées au même processus de déformation de versant. En partie moyenne et basse du talus, la nette augmentation

de l’intensité des lobes traduit un processus de solifluxion confiné aux deux couloirs principaux (Figure 3.15 et 3.16).

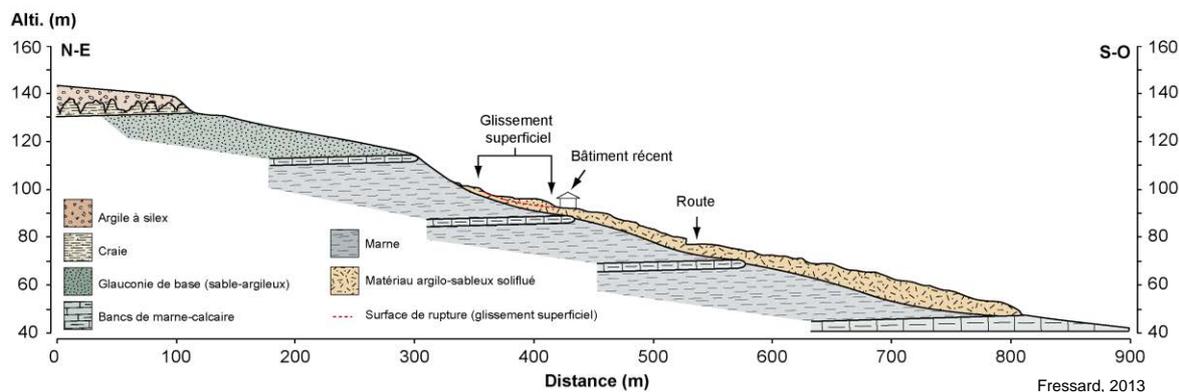


Figure 3.15 : Coupe interprétative du versant des Forges-de-Clermont (Beuvron-en-Auge, Calvados)

Pour estimer l’évolution et l’état d’activité des formes, une étude a été menée en 2011 (Brosseau, 2011 ; Brosseau *et al.*, 2011), visant à comparer un levé topomorphologique actuel, avec un autre effectué en 1971 par E. Helluin (*in* Journaux, 1971). Bien qu’il ait été difficile d’évaluer quantitativement l’évolution, du fait notamment de la “relative imprécision” de la carte de 1971, une approche qualitative a permis d’identifier à l’échelle de la zone d’étude (1/5.000^{ème}), l’évolution de la morphologie de détail sur 40 ans (1971-2011). Cette évolution est contrastée :

- (1) **parfois quasiment nulle** (ou non perceptible), des loupes de coulées de solifluxion très marquées sont, pour certaines, toujours identifiables, sans progression apparente ;
- (2) **quelquefois, plus marquées dans des secteurs alors identifiés en 1971 comme de simples déformations plastiques** qui présentent en 2011 un modelé de surface beaucoup plus marqué (ondulations et contres pentes), caractéristique d’une solifluxion ;
- (3) **très marquée**, en particulier à l’amont d’une construction récente (2006) avec glissement superficiel de l’amont du versant : fractures ouvertes profondes de 15 à 60 cm, et petits escarpements répartis sur environ 700m² et plusieurs sourcins (Figure 3.16).

Ainsi, il est possible de proposer **trois types d’état d’activité** différents :

- (1) **inactif stabilisé** : les formes sont évasées et peu marquées, ne montrant aucun signe d’activité entre 1971 et 2011 ;
- (2) **latent** : les formes sont bien marquées, traduisant une activité ancienne mais pas d’évolution manifeste en 40 ans ;
- (3) **actif intermittent** : les formes sont nettes et apparaissent ou évoluent de manière distincte entre 1971 et 2011. On notera également le déclenchement d’un petit glissement superficiel est lié à la construction d’une habitation et à l’entaille dans les formations superficielles remaniées.

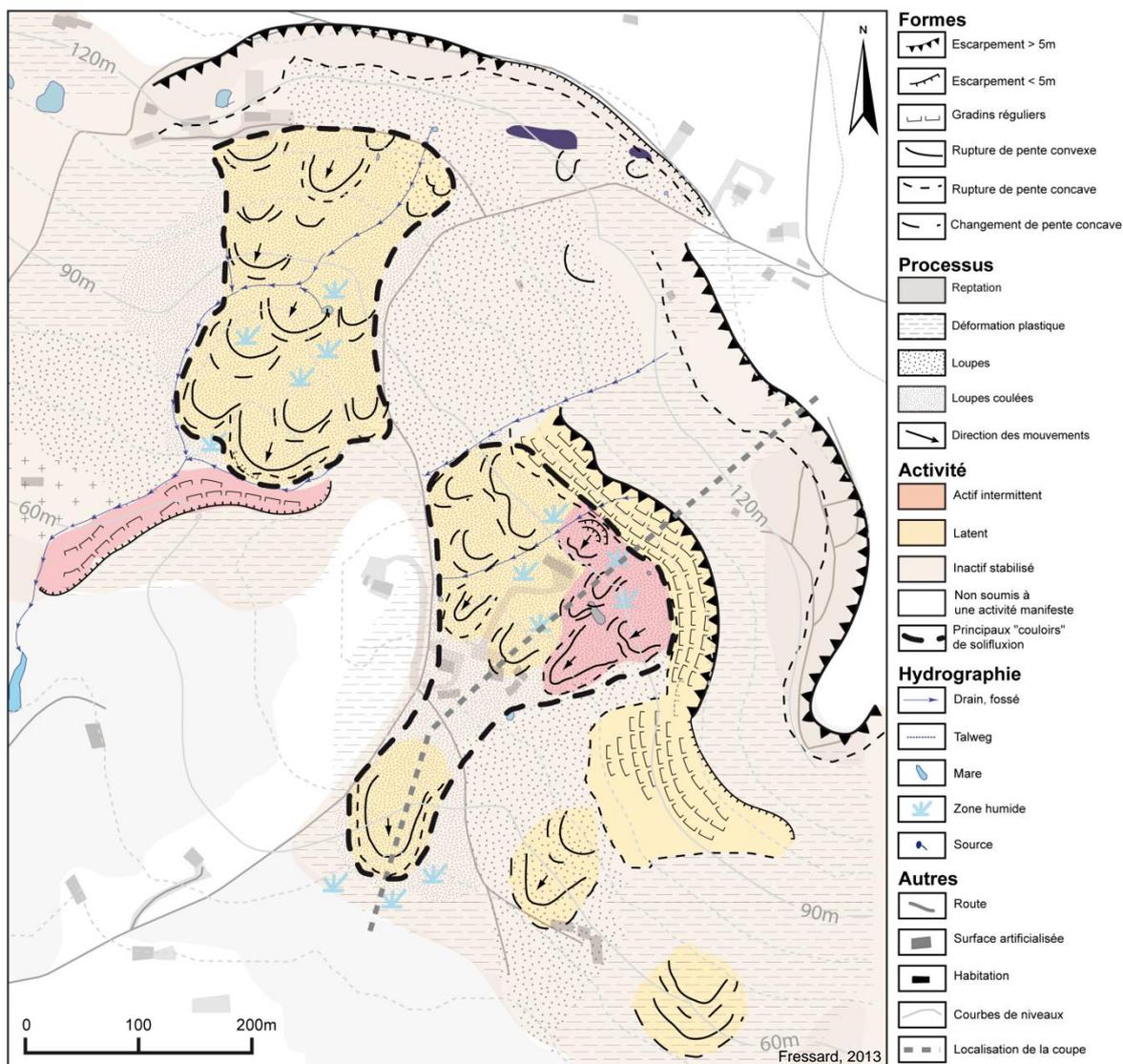


Figure 3.16 : Carte morphodynamique du secteur des Forges-de-Clermont (Beuvron-en-Auge, Calvados) (repris de Brosseau, 2011)

3.5.3. Glissements superficiels

3.5.3.1. Le glissement du Bas-Verger

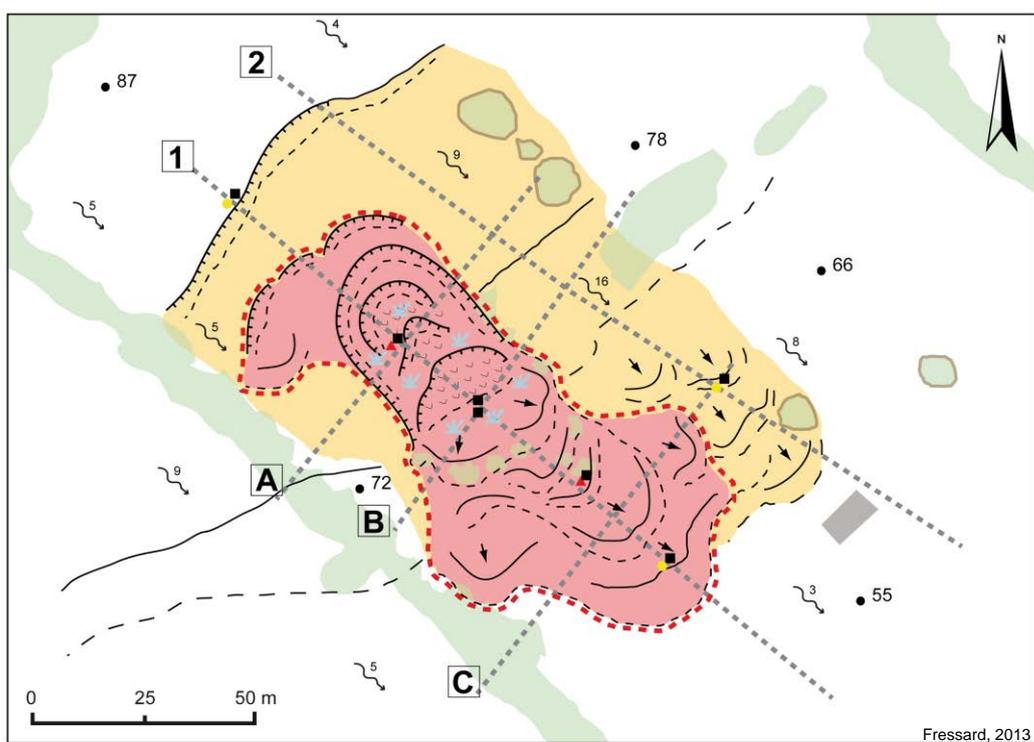
Le glissement du *Bas-Verger* est localisé sur la commune des *Authieux-sur-Calonne*, dans un petit sous bassin de la *Calonne*. Le glissement est de taille assez réduite puisqu'il s'étend sur une superficie de 6 000 m² pour 120 m de long et 40 m de large.

La zone d'ablation se matérialise sous la forme de petits décrochements successifs de l'ordre du mètre de forme semi-circulaire (Figure 3.17). La pente y est relativement douce et laisse apparaître en surface une saturation quasi permanente du substratum. La zone d'ablation est dominée par un premier escarpement d'environ 1,50 mètres, au profil arrondi. L'origine de ce dernier n'est pas encore clairement établie, entre une forme structurale ou bien une forme liée à la dynamique du versant (*i.e.* glissement).



(A) vue d’ensemble du glissement, (B) vue sur l’escarpement principal et (C) vue sur le lobe frontal de la zone d’accumulation (novembre 2012)

Figure 3.17 : Illustrations photographiques de la morphologie de surface du glissement du Bas-Verger (les Authieux-sur-Calonne, Calvados)

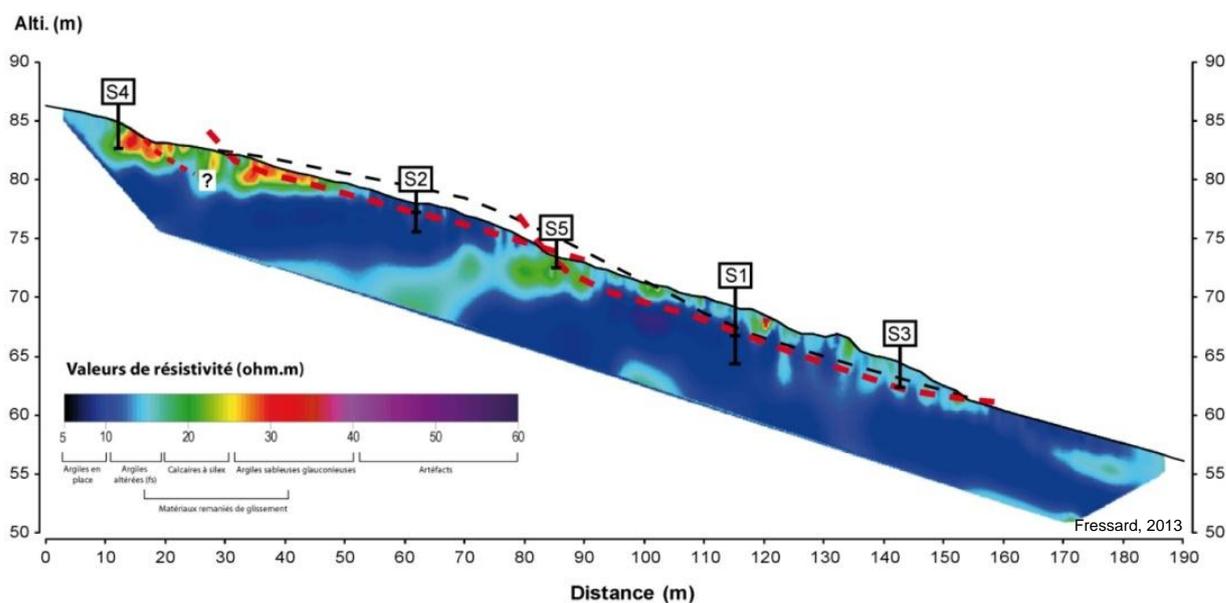


Morphologie	Activité	Végétation	Aménagements
Escarpement	Principale entité active	Buisson/haie	Bâtiment
Changement de pente convexe	Actif intermittent	Arbre isolé	Investigations
Rupture de pente concave	Latent	Point côté	Ligne de transect GPS et tomographie électrique
Changement de pente concave	Non soumis à une activité manifeste	Direction de la pente et angle en degrés	Pénétromètre
Direction des bourrelets	Hydrographie		Sondage vibro-percuteur
Mottes	Zone humide		Sondage tarière manuelle

Figure 3.18 : Carte morphodynamique du glissement du Bas-Verger (les Authieux-sur-Calonne, Calvados)

À l'aval de cette première zone d'ablation, un vaste escarpement secondaire se dessine clairement et constitue une transition avec la zone d'accumulation sur une partie où la pente s'intensifie. Cet escarpement, bien distinct, est caractérisé par une succession de petits décrochements pelliculaires matérialisés par la formation de petites mottes et terrassettes successives. Enfin, la zone d'accumulation est caractérisée par une succession de bourrelets de tailles et de commandements hétérométriques. De nombreuses fentes de traction et de nombreuses fractures ouvertes sont visibles sur les marges latérales de ces bourrelets (Figures 3.17 et 3.18).

Afin de définir la structure interne du glissement, plusieurs profils de tomographie électrique ont été réalisés et couplés à des sondages ainsi qu'à des essais pénétrométriques (Figure 3.19). Ces différentes investigations permettent d'identifier et/ou proposer une surface de rupture de glissement localisée à l'interface entre le substratum et les formations superficielles, à une profondeur variable de 1 à 2 mètres (Figure 3.20). La lithologie des substrats est principalement argilo-marneuse sur cette partie du versant. Une intercalation de marnes calcaires type "hard ground" est visible au milieu de la formation, créant une rupture de pente structurale visible sur l'ensemble du versant. L'amont du versant est recouvert par des argiles glauconieuses, faciès de l'Albien, solifluées sur cette partie du versant. Les matériaux du glissement restent difficiles à classer, dans la mesure où ils sont composés d'un remaniement complexe des différentes formations superficielles autochtones et sub-autochtones. Il s'agit d'une matrice mélangeant des passages argileux, marneux et glauconieux, tantôt chargés de petits blocs de silex de tailles variables.

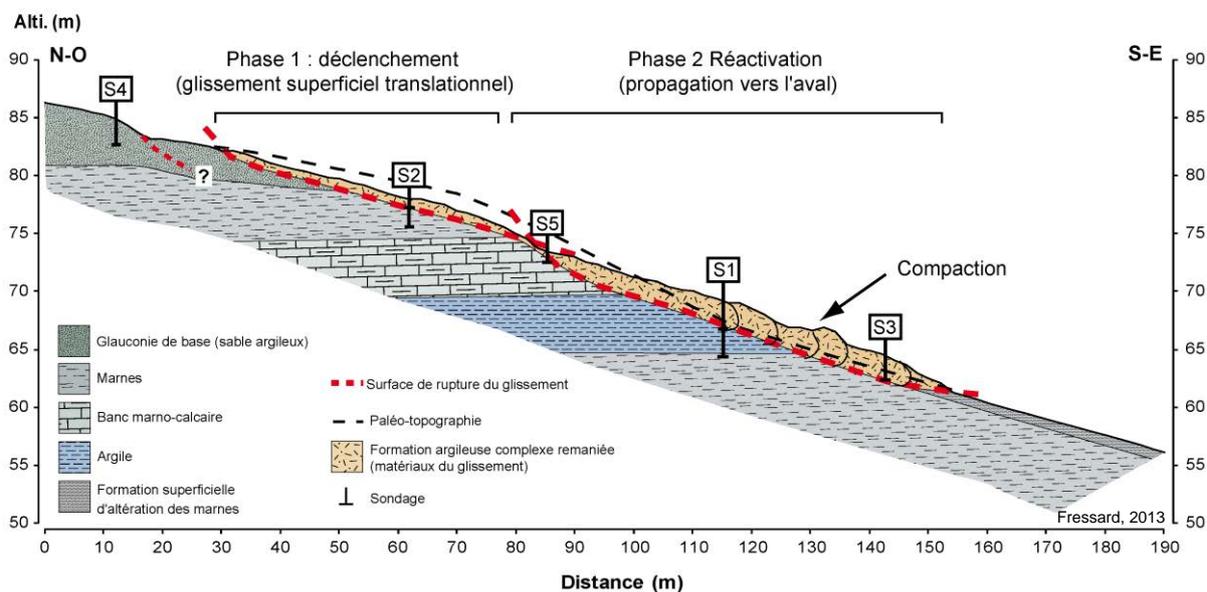


Localisation sur la figure 3.18

Figure 3.19 : Profil de tomographie électrique du glissement du Bas-verger et interprétation des matériaux en fonction des valeurs de résistivité (profil 1, localisation figure 3.18)

L'analyse détaillée de la structure du glissement et de la série d'images aériennes disponibles permet d'identifier une dynamique de glissement en **deux phases successives dans le temps et dans l'espace**. Le glissement se déclenche entre les années 2000 et 2001 (Figure 3.21) sous forme d'un petit **glissement translationnel**

superficiel. Une **réactivation** s’opère ensuite entre 2001 et 2006, principalement dans la zone d’accumulation précédemment constituée. Celle-ci évolue ensuite par poussées et de compaction des matériaux, décrivant une nette progression vers l’aval (Figures 3.20 et 3.21).



Localisation sur la figure 3.18

Figure 3.20 : Coupe interprétative de la structure interne et de la forme de la surface de rupture du glissement du Bas-Verger (profil 1, localisation figure 3.18)

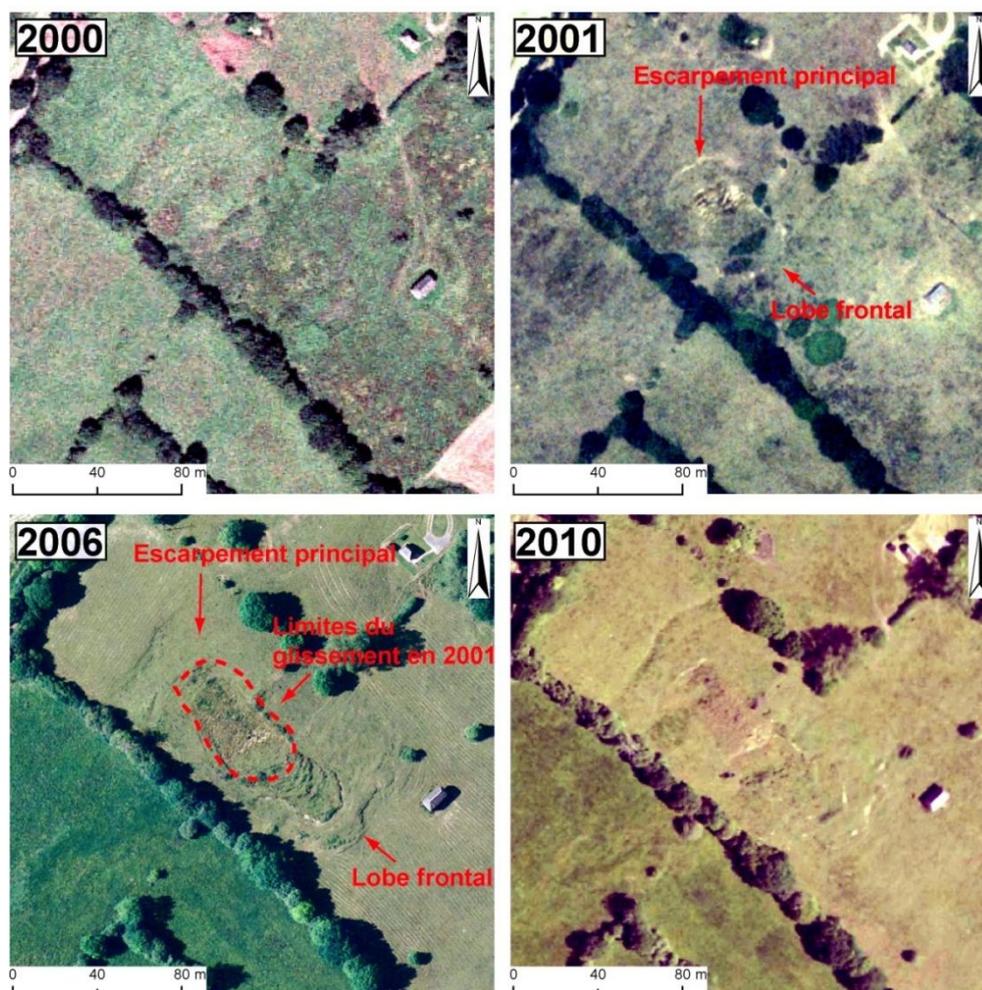
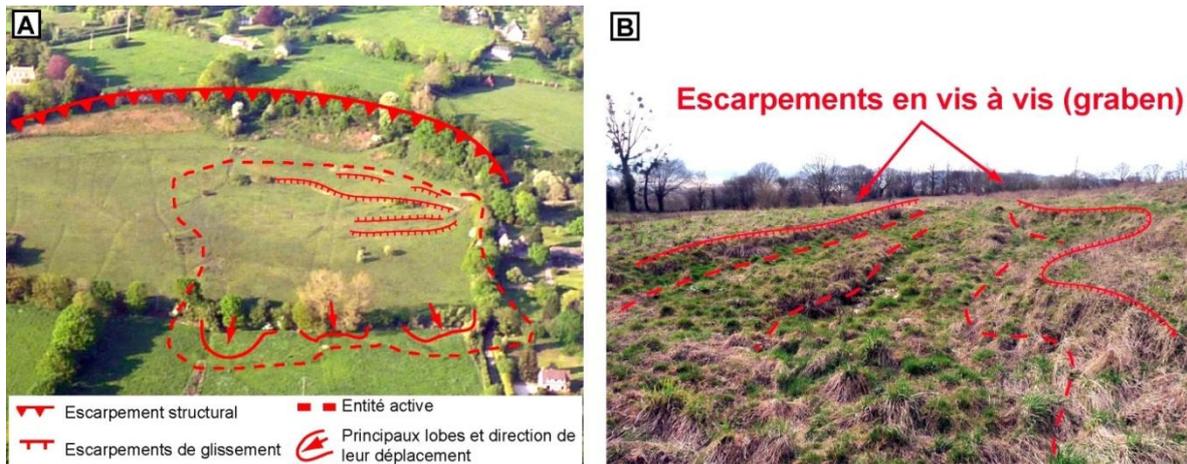


Figure 3.21 : Analyse diachronique de l'évolution du glissement du Bas-Verger entre 2000 et 2010 (images aériennes IGN)

3.5.3.2. Le glissement de la Cour d'Auvergne

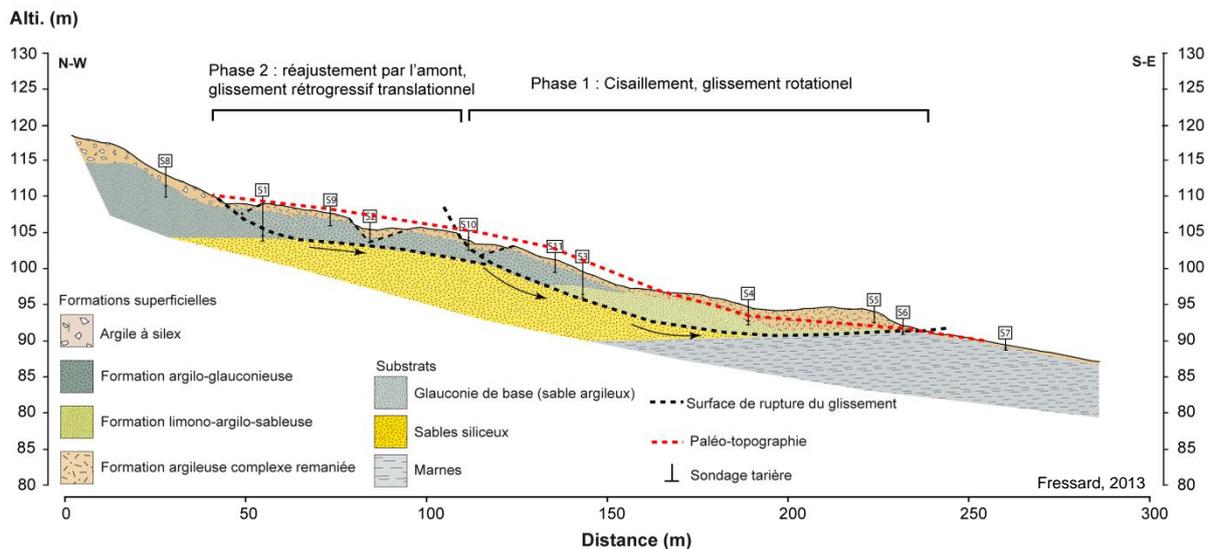
Le glissement de la *Cour d'Auvergne* est situé sur la commune de *Bonneville-sur-Touques*, en rive droite de la basse vallée de la *Touques*. Il mesure 200 mètres de long et 180 mètres de large, pour une superficie de 3,5 hectares.

Le glissement est localisé en aval d'un vaste escarpement d'une quinzaine de mètres de commandement. La zone d'ablation se présente sous forme d'une multitude de petits escarpements d'un commandement généralement métrique. Deux principaux grabens peuvent être identifiés, dans la partie supérieure centrale du glissement. La zone d'ablation est caractérisée par de légères ondulations dans sa partie centrale. Trois lobes massifs viennent délimiter le glissement à l'aval dans sa partie terminale (Figures 3.22, 3.23 et 3.24).



(A) vue aérienne oblique de l'ensemble du glissement, (B) vue au sol du principal graben

Figure 3.22 : Illustrations photographiques de la morphologie de surface du glissement de la Cour d’Auvergne (Bonneville-sur-Touques, Calvados)



Localisation de la coupe sur la figure 3.24

Figure 3.23 : Coupe interprétative de la structure interne et de la forme de la surface de rupture du glissement de la Cour d’Auvergne (Bonneville-sur-Touques, Calvados)

Les sondages à la tarière à main et au vibro-percuteur ainsi que les prospections par tomographie électrique ont mis en évidence l’omniprésence de la glauconie de base dans la structure interne du glissement. Ces formations sont très largement saturées en période hivernale avec une nappe perchée affleurant au sommet du versant.

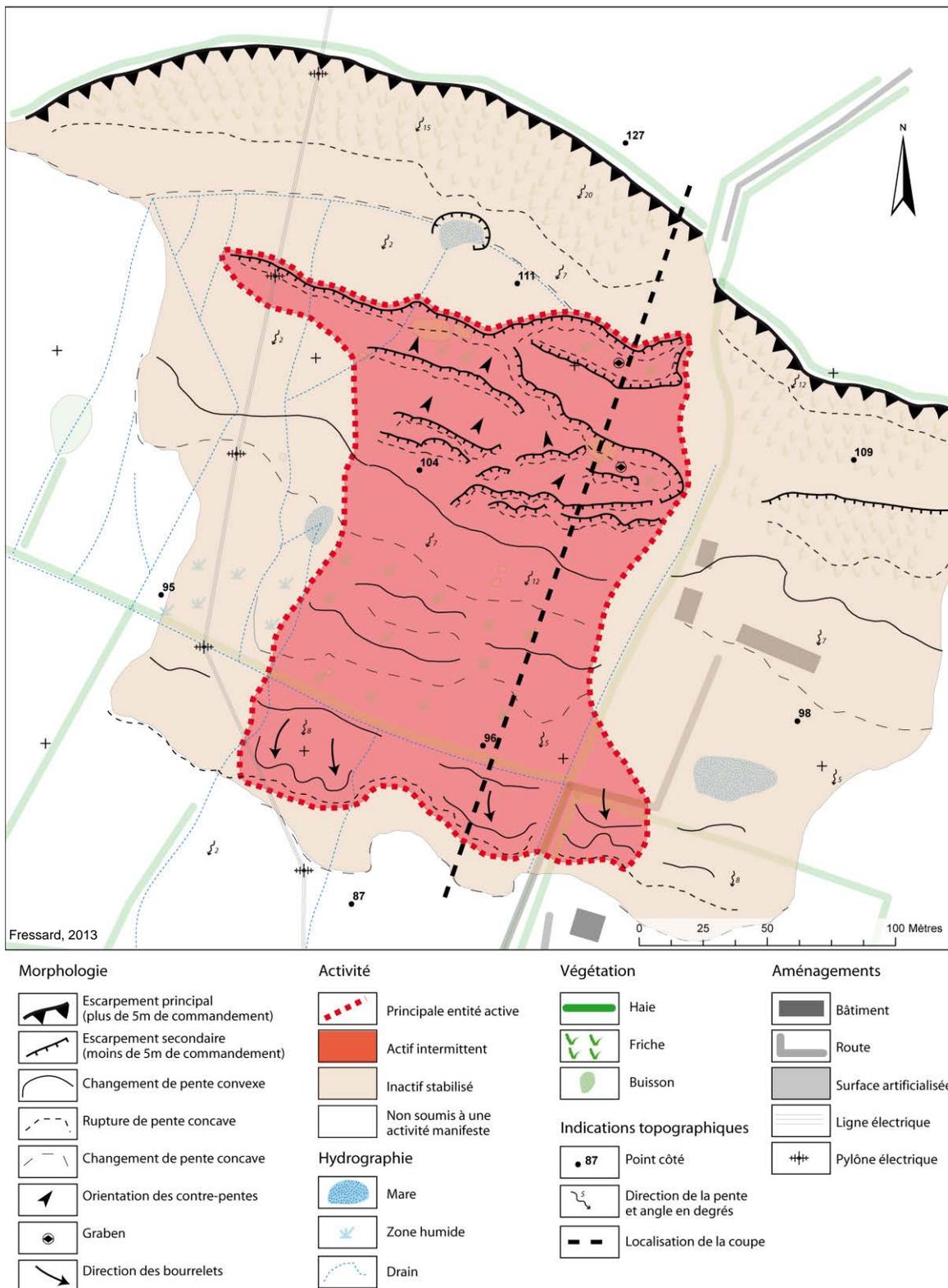


Figure 3.24 : Carte morphodynamique du glissement de la Cour d’Auvergne (Bonneville-sur-Touques, Calvados)

L’interprétation permet de proposer un glissement caractérisé par **deux phases principales** successives et/ou simultanées (Figure 3.23) :

- (1) à l’aval, avec un **glissement** le long d’une **surface à grand rayon de courbure** ;
- (2) puis, à l’amont, le déséquilibre par suppression de butée conduit à un **glissement plan translationnel** avec compartiments limités par des escarpements en “*horst et graben*”.

À noter également que ce glissement a entraîné des conséquences limitées, mais non négligeables sur les infrastructures environnantes :

- destruction de la canalisation d’eau potable alimentant le lieu-dit situé en aval ; ceci ayant contraint la commune à détourner en zone stable son système d’alimentation en eau potable ;
- destruction de plusieurs pylônes de distribution d’électricité ;
- fissuration d’une habitation située sur la trajectoire du glissement.

3.5.4. Glissements profonds

3.5.4.1. Le glissement de *St-Georges-en-Auge*

Ce glissement se localise en bordure de cuesta, en partie médiane du *Pays d’Auge*, juste à proximité de la confluence entre la *Vie* et la *Dives*. Il est situé sur la commune de *Grandchamp-le-Château*, près des villes de *Mézidon-Canon* et de *St-Pierre-sur-Dives*. Il s’étend sur une superficie de 12 hectares, mesurant dans ses plus grandes dimensions 500 mètres de long pour 400 mètres de large.

Ce glissement est délimité à l’amont par un large escarpement principal de 10 à 15 mètres de commandement, de forme semi-circulaire. Celui-ci est largement enrichi par une végétation de type roncier dense et ne laisse apparaître aucun signe d’activité manifeste (Figure 3.25). Cet escarpement est entaillé dans la craie du Cénomaniens, ponctuellement visible en surface, lorsqu’elle n’est pas recouverte par l’argile à silex, venant progressivement colluvionner les parties basses.

Cet escarpement est suivi par un vaste replat amont caractérisé par des pentes très faibles de l’ordre de 5°. La surface de ce replat est légèrement irrégulière, laissant apparaître quelques douces oscillations dans la topographie. Ce replat est constitué par le glissement d’un panneau de craie provenant de la partie sommitale du plateau (Figure 3.26). Le déplacement s’est réalisé sous forme d’un glissement rotationnel profond affectant les étages inférieurs (glauconie de base de l’Albien et marnes de l’*Oxfordien*). Les divers sondages montrent une fragmentation importante de la craie, elle-même largement surmontée d’une épaisse couche d’argile à silex provenant à la fois de l’altération de la craie pré-glissement, et également du colluvionnement progressif par le plateau.



(A) image aérienne oblique de l'ensemble du glissement, (B) vue au sol de la topographie en bosses et en creux de la zone d'accumulation

Figure 3.25 : Illustrations photographiques de la morphologie de surface du glissement de St-Georges-en-Auge (Grandchamp-le-Château, Calvados)

La partie médiane du glissement est caractérisée par une nette augmentation des gradients de pente (12 à 15°). Cette partie, faisant office de transition entre la zone d'ablation et la zone d'accumulation est affectée par une multitude de petits glissements superficiels de quelques centaines de mètres carrés. Les matériaux, observables en surface ont un faciès argileux riche en grains de glauconie contenant ponctuellement quelques petits blocs de calcaires et de silex (Figure 3.26). Ceux-ci peuvent ainsi être interprétés comme étant issus du remaniement des formations amont affectées par les poussées du glissement.

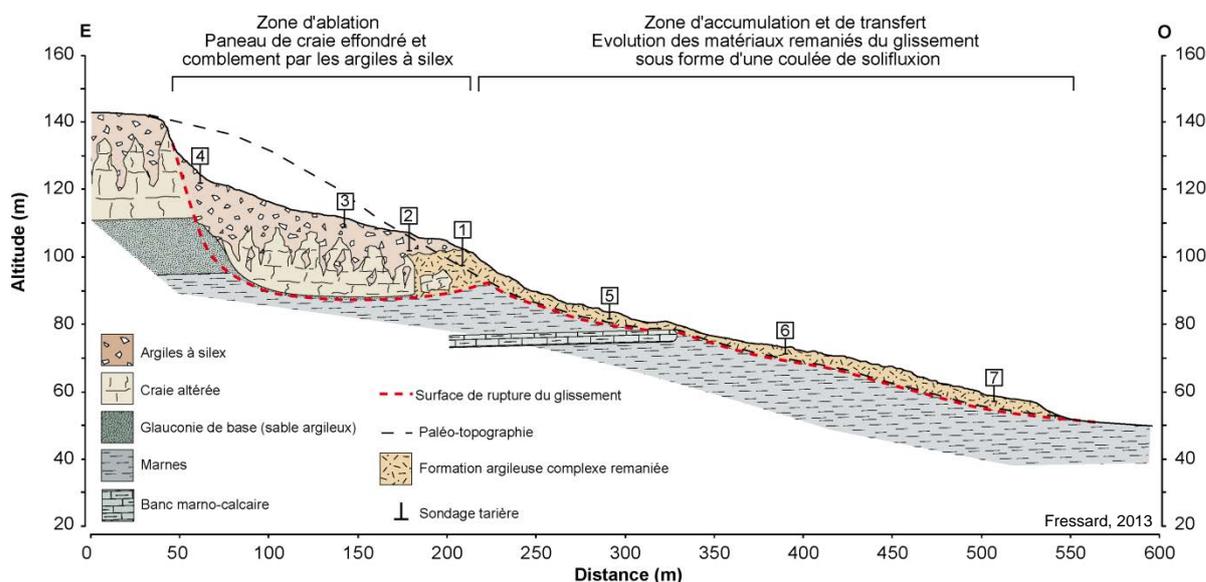


Figure 3.26 : Coupe interprétative de la structure interne et de la forme de la surface de rupture du glissement de Saint-Georges-en-Auge (Grandchamp-le-Château, Calvados)

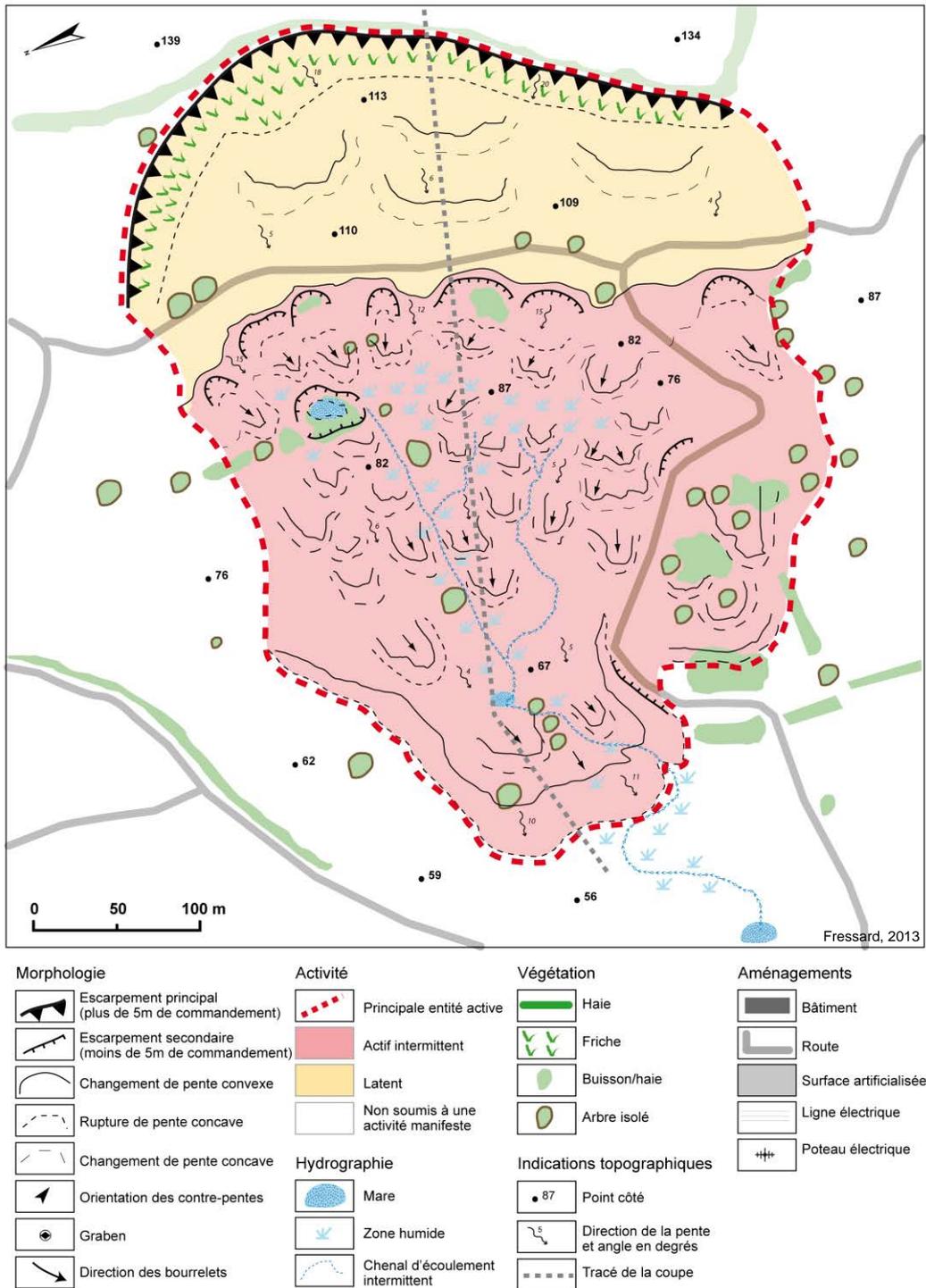


Figure 3.27 : Carte morphodynamique du glissement de Saint-Georges-en-Auge (Grandchamp-le-Château, Calvados)

Enfin, la zone d’accumulation se présente sous la forme d’une large surface bombée d’environ 300 mètres de long, caractérisée par un enchevêtrement de lobes de tailles hétérométriques. Les matériaux sont sensiblement les mêmes que ceux observés dans la partie médiane du glissement. On notera également la présence de nombreuses petites zones sourceuses, conduisant à une saturation quasi permanente des parties amont. La forme des lobes, l’observation de la courbure basale des arbres ainsi que l’analyse des images aériennes historiques montre une activité de la zone

d'accumulation (Figure 3.27). Celle-ci évoluerait par déplacements progressifs et intermittents de faibles ampleurs principalement durant les périodes de hautes eaux sous forme d'un fluage de la couche superficielle des matériaux remaniés.

Ainsi, suivant cette description morpho-structurale, ce glissement s'apparente à un **glissement de type rotationnel profond** caractérisé par le déplacement d'un seul bloc de craie, "*Single rotational slump*" suivant la classification de Cruden et Varnes (1996). Aucun indice de surface ne permet d'identifier une quelconque activité de la zone d'ablation. Cette partie du glissement a donc, de fait, été **caractérisée comme dormante**. La zone d'accumulation ainsi que la zone de transfert constituent les seules parties encore actives du glissement. La première évolue sous forme de solifluxion de la masse argilo-sableuse, tandis que la seconde est caractérisée par un déplacement sous forme de glissements superficiels *stricto-sensu*.

Du fait de son ampleur conséquente et du caractère dormant de la zone d'ablation, l'interprétation morphodynamique tend à attribuer le déclenchement de ce glissement à des périodes froides du Pléistocène marquées par un climat plus agressif et plus contrasté que celui régnant aujourd'hui sur la *Normandie*. Cette interprétation semble cohérente avec les observations réalisées sur d'autres glissements de la vallée de la *Touques* (Juignet *et al.*, 1967) ainsi que sur la plupart des glissements côtiers disposant d'une morphologie relativement similaire, caractérisée par des glissements rotationnels profonds des panneaux de craie des parties sommitales du plateau, eux aussi attribués à des dynamiques quaternaires (Maquaire, 1990 ; Lissak, 2012).

3.5.4.2. Le glissement du *Val-Mesnil*

Le glissement du *Val-Mesnil* est situé sur la commune de *Tourville-en-Auge* dans un sous bassin de la basse vallée de la *Touques*. C'est un glissement de taille modeste, seulement 8 000 m², mesurant 190 m de long, pour 65 m de large.

Le glissement est marqué par un escarpement principal de forme semi-circulaire d'une dizaine de mètres de commandement. Le reste de la zone d'ablation est caractérisé par une **topographie en gradins successifs** ponctués de contre-pentes (Figure 3.28). La zone d'accumulation se présente sous forme de **bourrelets successifs réguliers**, parfois recouverts de friches, broussailles et d'une végétation hygrophile (joncs) (Figures 3.28 et 3.29).

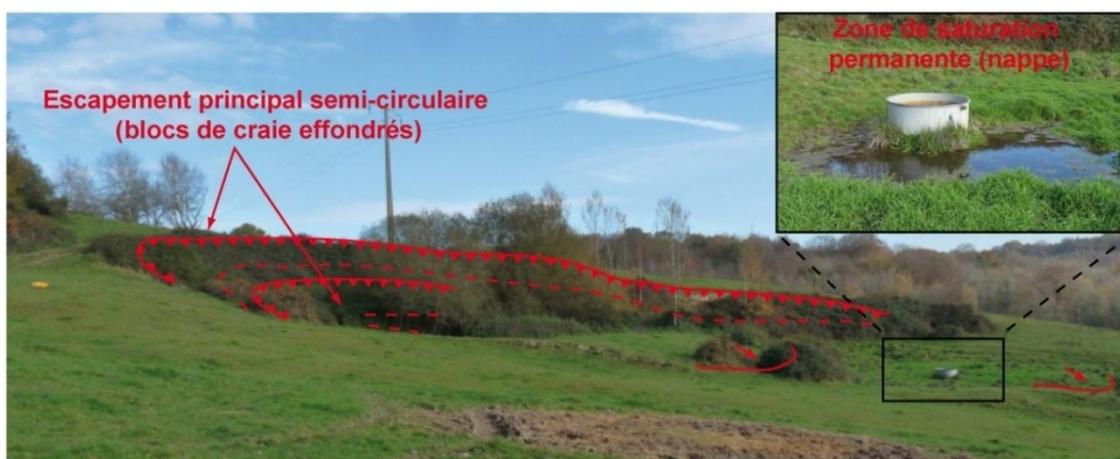


Figure 3.28 : Illustration de la morphologie de la zone d'ablation du glissement du *Val-Mesnil* (*Tourville-en-Auge*, *Calvados*, mai 2011)

L’analyse de la structure interne montre le glissement de plusieurs blocs de craie dans les formations d’argiles glauconieuses (faciès des argiles du *Gault* et de la glauconie de base). Cette masse de craie expulse les argiles en place, qui se retrouvent déplacées dans la zone d’accumulation, évoluant ensuite sous forme d’un fluage régulier. Le glissement ne peut pas être daté car il n’a pu être repéré sur les images aériennes disponibles, mais la fraîcheur des formes observées sur le terrain témoigne d’un **mouvement actif et récent**.

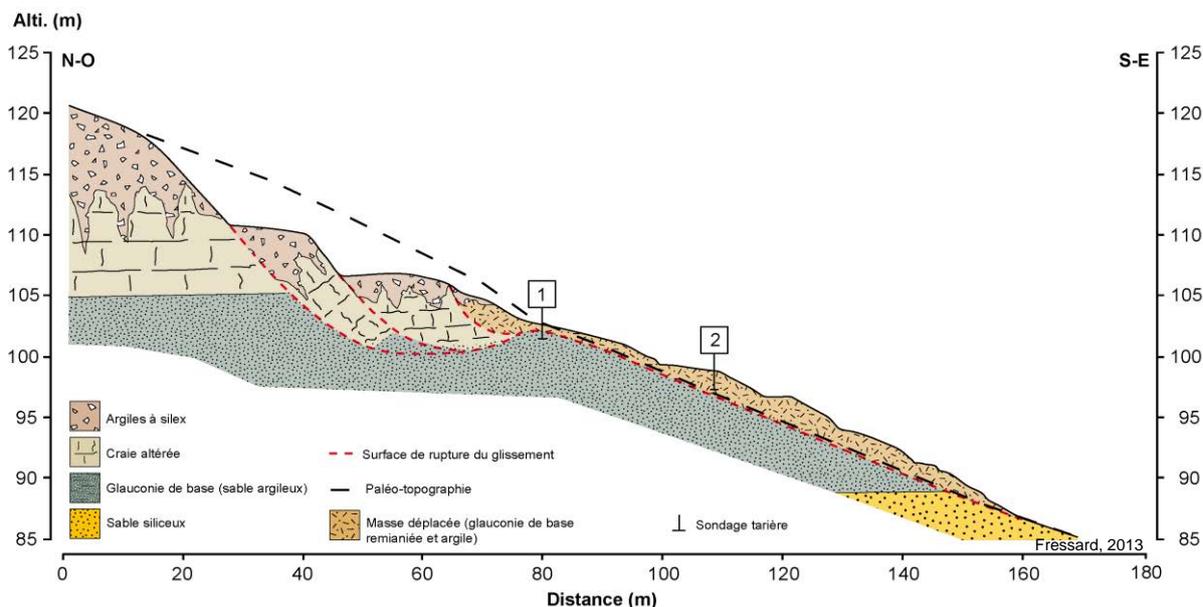


Figure 3.29 : Coupe interprétative de la structure interne et de la forme de la surface de rupture du glissement du Val-Mesnil (Tourville-en-Auge, Calvados)

L’ensemble de la zone est caractérisée par l’affleurement à environ 110 m d’altitude de la nappe de la craie du Cénomaniens. Localement, la concentration des eaux a entraîné le creusement d’un petit vallon dans lequel le glissement s’est produit. Cet espace a ainsi été cartographié en tant que **processus latent** (Figure 3.30). Il s’agit donc vraisemblablement d’un **glissement à commande hydrologique déclenché par la saturation locale** due à la décharge concentrée de la nappe sans véritable chenalisation, facilitant l’imbibition du substratum.

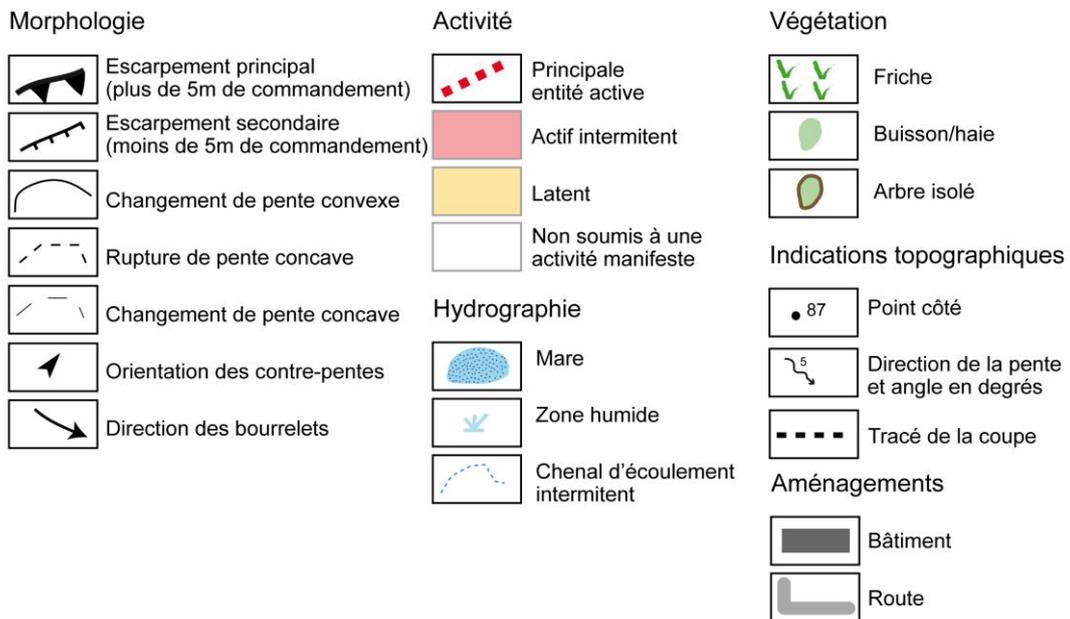
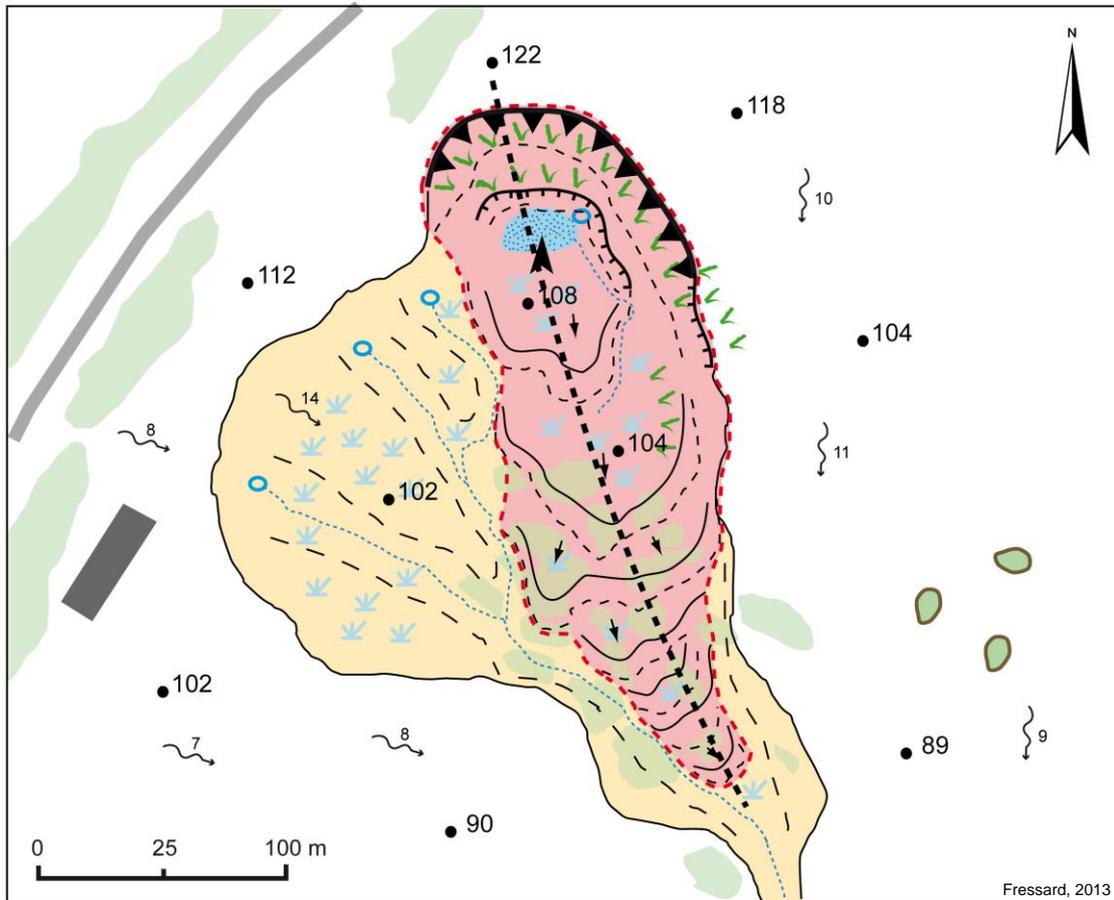


Figure 3.30 : Carte morphodynamique du glissement du Val-Mesnil (Tourville-en-Auge, Calvados)

3.5.5. Glissements complexes et composites

3.5.5.1. Le glissement de *Lécaude*

Le glissement de *Lécaude* constitue un cas intéressant dans la mesure où le déclenchement de ce glissement de terrain a engendré des conséquences sérieuses sur la voirie et le bâti environnant (Figure 3.31). Suite à ces événements datés de mai 2001, des mesures de confortement et de drainage du versant (drains siphons) ont été prises (Figure 3.31). Le site se situe à proximité du glissement de *St-Georges-sur-Auge*, sur le front de la cuesta. Il s’étend sur une superficie de 6,5 hectares, mesurant, dans ses plus grandes dimensions, 220 mètres de long pour 380 mètres de large.



(A) état de la route en mai 2001 suite au déclenchement du glissement à *Lécaude* (TP-Géo, 2001) ; (B) restauration de la route, remblai de l’escarpement principal et pose de drains siphon (TP-Géo, 2002) ; (C) et (D) illustrations de la fissuration progressive de l’habitation directement exposée au glissement (mars 2010)

Figure 3.31 : Illustrations photographiques des conséquences directes du glissement de terrain de *Lécaude* (Calvados)

La zone d’ablation est délimitée à l’amont par un vaste escarpement principal d’une quinzaine de mètres de commandement dans ses proportions les plus grandes. Cet escarpement esquisse une forme relativement rectiligne, s’atténuant progressivement latéralement. Sur la partie occidentale du glissement, cet escarpement principal est dédoublé par un escarpement secondaire d’un commandement moins important (5 mètres au maximum). À l’aval de cet escarpement, la zone d’ablation décrit un vaste replat caractérisé par des pentes faibles, de 5 à 10°, dont la surface est légèrement bombée par des lobes de faible amplitude. La zone d’ablation correspond au glissement d’un panneau de craie dans les formations de glauconie de base.

Les zones de transfert et d'accumulation décrivent une succession de lobes de taille hétérométrique. Les différents sondages réalisés mettent en évidence une très forte teneur en argiles glauconieuses de l'ensemble de la zone d'accumulation (Figure 3.32).

Lors des événements de 2001, seules les parties médiane et aval du glissement se sont mises en mouvement, correspondant à une réactivation superficielle d'un glissement dormant. **Deux glissements superficiels** s'individualisent alors sur la figure 3.33. Les principaux décrochements (ablation) sont localisés sur ou à proximité directe de la route coupant globalement le glissement en deux dans le sens de la largeur.

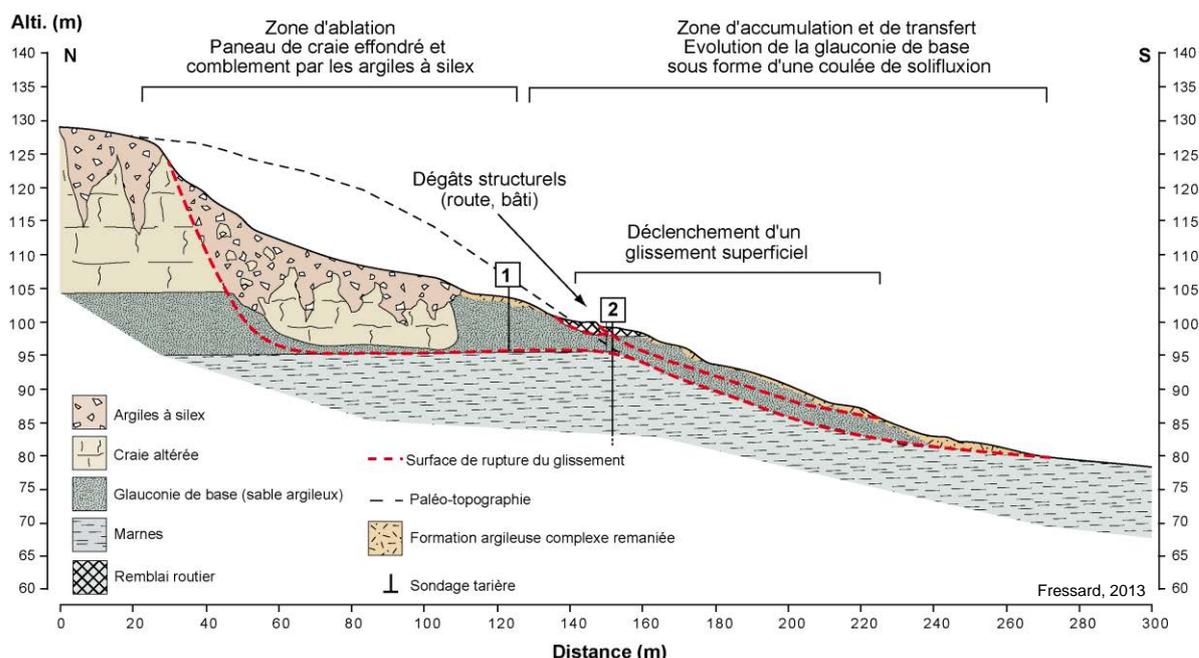
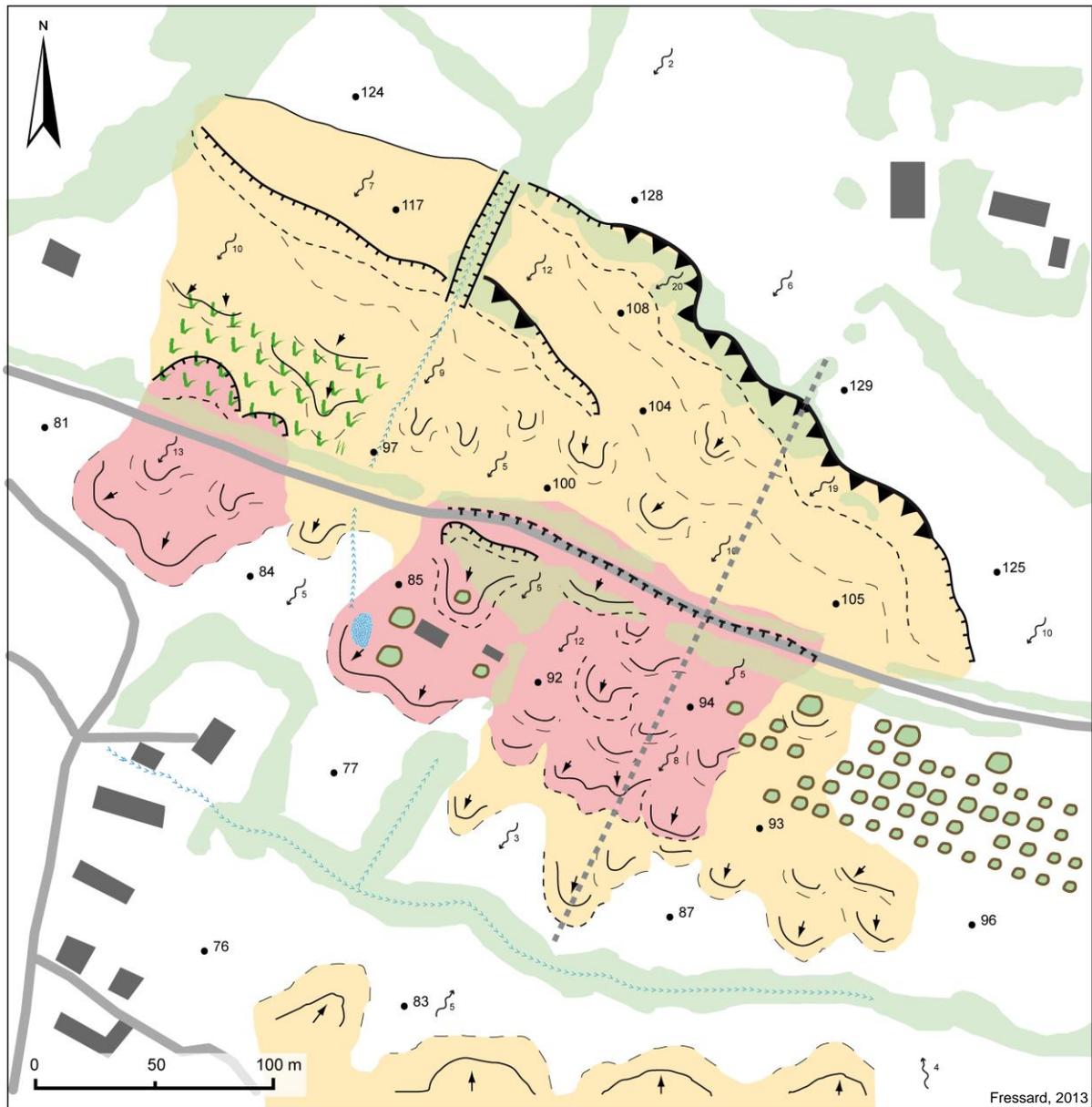


Figure 3.32 : Coupe interprétative de la structure interne et de la forme de la surface de rupture du glissement de Lécaude (Calvados)

Les principaux dégâts structurels directs ont été induits par les deux décrochements. L'habitation située en contrebas d'un des glissements a également subi un certain nombre de dommages, plus diffus dans le temps, dans la mesure où ceux-ci ne sont apparus que quelques années après 2001. Des drains siphons ont été posés en 2001 et 2002. Depuis, la route semble stabilisée, mais de nouvelles fissures apparaissent régulièrement sur l'habitation affectée. Les visites de terrain ont permis d'identifier un manque d'entretien des drains siphon, préconisé généralement une à deux fois par an.

Le glissement de Lécaude se caractérise par un **glissement rotationnel profond** dont la morphologie et la structure interne évoquent les glissements déclenchés durant les périodes froides du Quaternaire. Ce glissement, dormant dans sa partie amont (zone d'ablation) subit des réactivations superficielles de la zone d'accumulation sous la forme de glissements translationnels superficiels.



Morphologie	Activité	Végétation	Aménagements
Escarpement principal (plus de 5m de commandement)	Principale entité active	Haie	Bâtiment
Escarpement secondaire (moins de 5m de commandement)	Actif intermittent	Friche	Route
Changement de pente convexe	Latent	Buisson/haie	Surface artificialisée
Rupture de pente concave	Non soumis à une activité manifeste	Arbre isolé	Ligne électrique
Changement de pente concave	Hydrographie	Indications topographiques	Poteau électrique
Orientation des contre-pentes	Mare	Point coté	
Graben	Zone humide	Direction de la pente et angle en degrés	
Direction des bourrelets	Chenal d'écoulement intermittent	Tracé de la coupe	

Figure 3.33 : Carte morphodynamique du glissement de Lécaude (Calvados)

3.5.5.2. Le glissement de la *Cour-du-Pressoir*

Le glissement de la *Cour-du-Pressoir* est localisé sur la commune d'Angerville, à proximité de Dozulé. Le versant affecté fait partie d'un des sous bassins de la vallée de l'Ancre, affluent de la Dives du nord Pays d'Auge.

Le versant de la *Cour-du-Pressoir* est affecté par de multiples glissements superficiels emboîtés. Chacun de ces glissements présente un escarpement principal de forme semi-circulaire plus ou moins bien identifiable. Le commandement de ces escarpements est généralement très faible, de l'ordre de 1 mètre à 1,50 mètre. À l'aval de ces escarpements, les différentes zones d'ablation sont caractérisées par des morphologies diverses, alternant entre une succession de lobes, des escarpements secondaires successifs ou des formes de terrassettes (Figure 3.34). La pente y est peu élevée en raison d'un replat structural constitué par l'affleurement massif des sables glauconieux.



(A) vue sur l'escarpement principal et (B) vue sur le lobe frontal du glissement (Reulier, novembre 2011)

Figure 3.34 : Illustrations photographiques de la topographie chaotique associée au glissement de la *Cour-du-Pressoir* (Angerville, Calvados)

Le passage à un substratum marneux se fait directement ressentir dans la topographie par une augmentation de la pente. L'analyse des images aériennes prises avant le glissement montre un versant évoluant sous forme de loupes de solifluxion attestant (1) de la présence de déformations de surface et d'un terrain potentiellement instable et (2) de la présence d'une épaisse couche de formations superficielles sub-autochtones alimentées par le fluage de la glauconie de base sur les marnes de l'Oxfordien.

La coupe de la partie sud du glissement tend à interpréter cette zone de fortes pentes solifluée comme la zone d'initiation des glissements. Ceux-ci se manifestent sous la forme de **glissements translationnels superficiels de débris** (*"shallow translational earth slide"*) complexes. La partie supérieure du versant (replat structural) évoluerait sous forme d'un **mouvement rétrogressif** lié à l'appel au vide provoqué par le déplacement en aval (Figures 3.35 et 3.36).

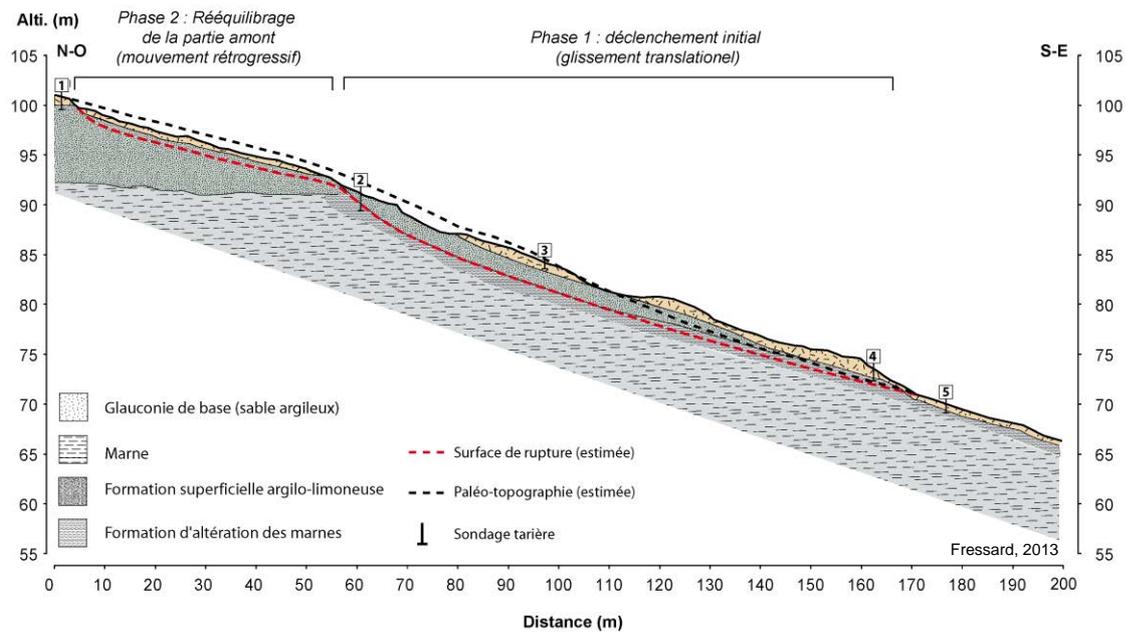


Figure 3.35 : Coupe interprétative de la structure interne et de la forme de la surface de rupture du glissement de la Cour-du-Pressoir (Angerville, Calvados)

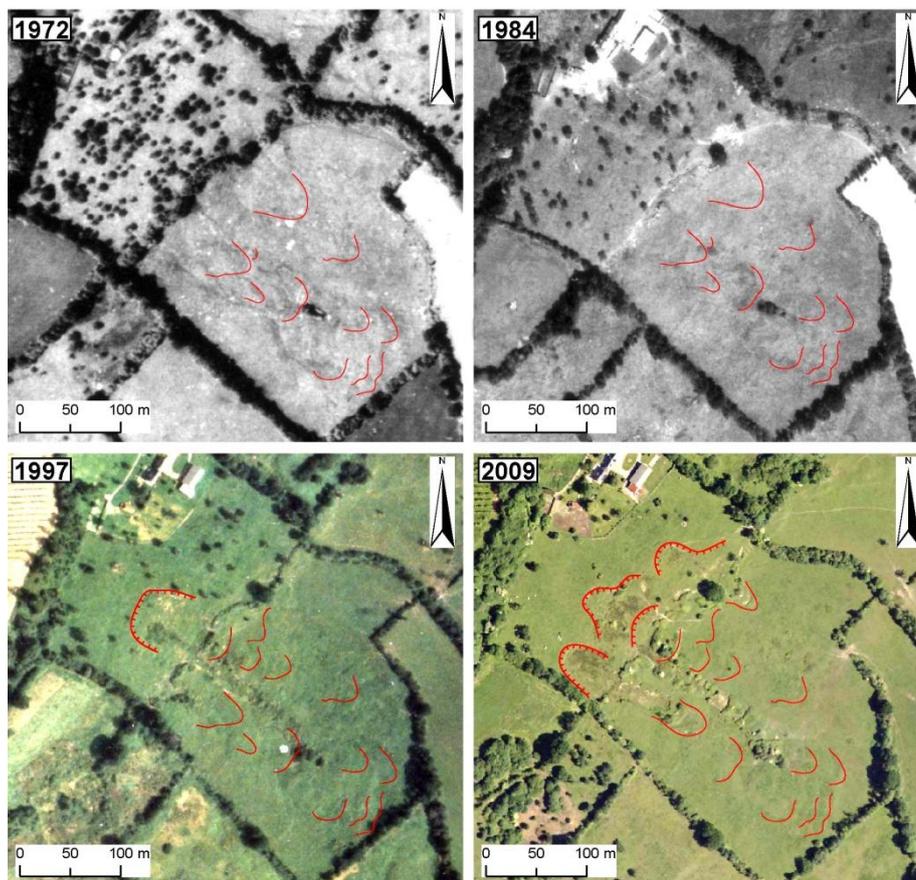


Figure 3.36 : Analyse diachronique de l'évolution de l'occupation du sol et de la morphologie de surface du glissement de la Cour-du-Pressoir entre 1972 et 2009 (Images aériennes de l'IGN)

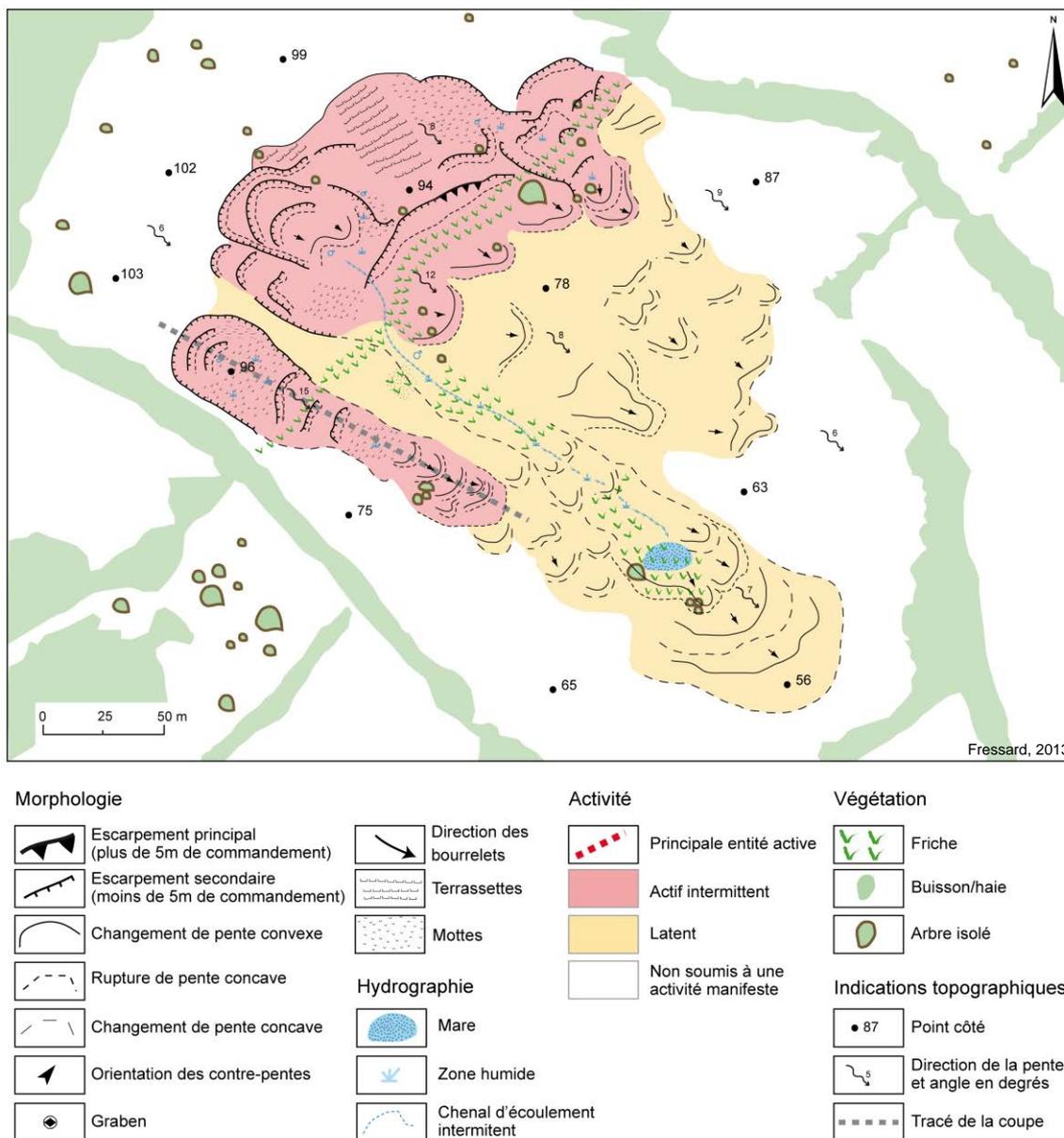


Figure 3.37 : Carte morphodynamique du glissement de la Cour-du-Pressoir (Angerville, Calvados)

Les **zones identifiées comme dormantes** sur la carte morpho-dynamique sont des zones de lobes (solifluxion) observées sur les images aériennes anté-glissement ne montrant pas de signes d'activité manifeste (Figures 3.36 et 3.37). Ces zones traduisent l'existence d'un processus de déformation superficielle de la surface moins intense et plus diffus dans le temps.

L'analyse diachronique des images aériennes semble montrer **un déclenchement progressif du glissement sur plusieurs années** (phénomènes successifs) lié notamment au démantèlement progressif d'un verger situé en amont et d'une haie localisée directement au niveau des principaux escarpements (Figure 3.36).

3.5.6. Phénomènes emboîtés : le secteur du vallon des *Bottentuits*

L’interfluve entre le vallon du *Val-Maheut* et des *Bottentuits* constitue un exemple typique de zones affectées par de multiples phénomènes hydrogravitaires, parfois déconnectés mais parfois emboîtés (Figure 3.38).

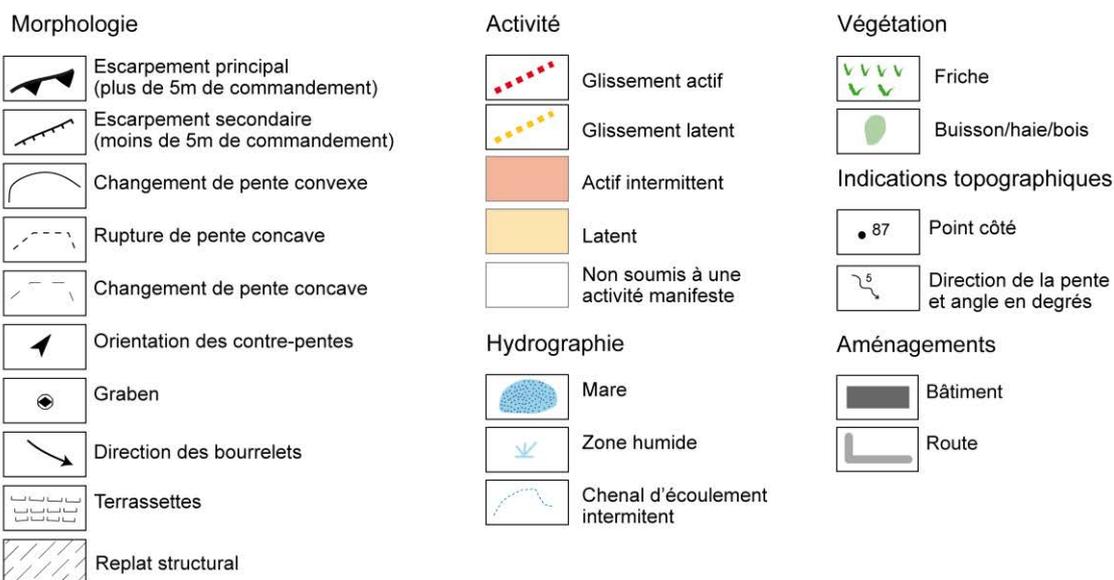
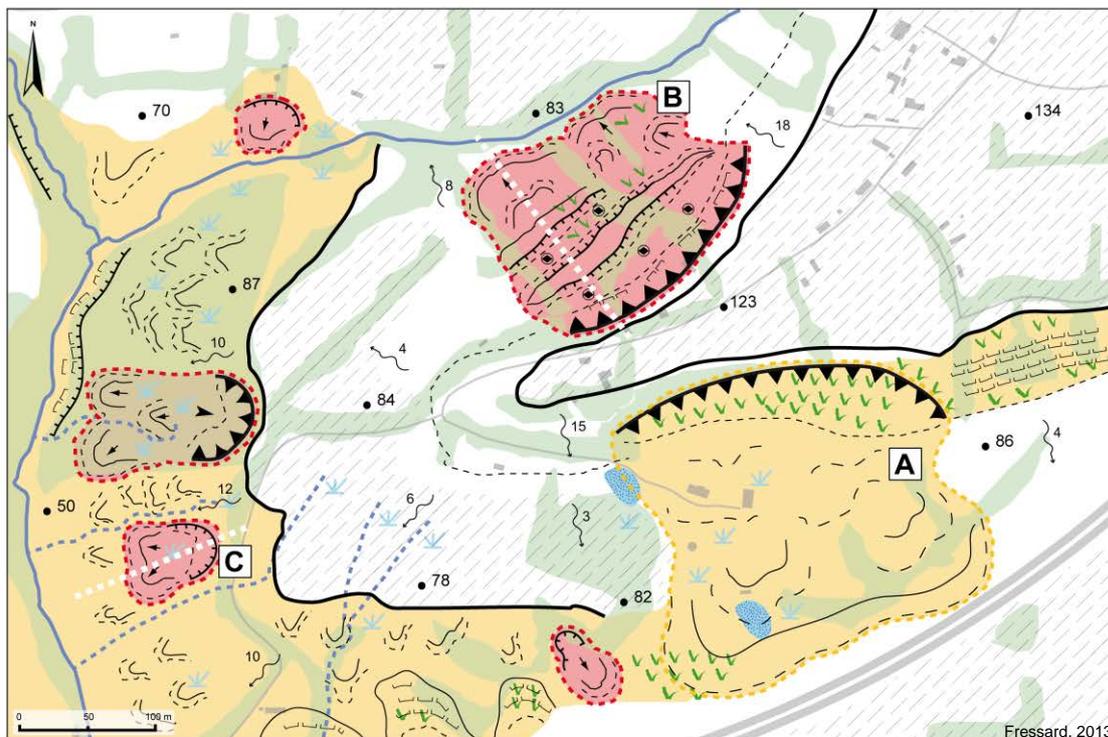


Figure 3.38 : Carte morphodynamique du secteur des *Bottentuits* (Saint-André-d’Hébertôt, Calvados)

Dans sa partie principale, le versant se caractérise par un profil convexo-concave classique avec un replat intermédiaire. La partie sommitale du versant est armée dans une craie cénomaniennne fortement altérée et largement recouverte d'argiles à silex et de loess. Le replat intermédiaire est constitué par l'affleurement des sables argileux glauconieux de l'*Aptien* et/ou des argiles du *Gault*. La terminaison du versant en pente moyenne correspond au niveau stratigraphique des marnes du l'*Oxfordien*.

Ce secteur est affecté par une multitude de phénomènes de mouvements de versant distincts (glissements profonds, superficiels et solifluxion), montrant des états d'activité diverses. Il ne s'agira pas ici de décrire dans le détail l'intégralité des processus agissant sur ce secteur, notamment en raison de la redondance avec d'autres cas similaires présentés précédemment. **Deux cas principaux** retiendront notre attention.

- Glissement des *Bottentuits*

Une description détaillée de ce large glissement de terrain (noté A sur la figure 3.38) peut être trouvée dans Journaux (1971) et Caron (1972), ainsi que sur la figure 3.2. Il s'agit d'un **large glissement rotationnel profond dormant**, caractérisé par l'effondrement de plusieurs panneaux de craie successifs sur les marnes de l'*Oxfordien*.

- Le glissement du *Val-Maheut*

Le glissement est localisé en B sur la figure 3.38. Il mesure 150 mètres de long pour 270 mètres de large. Sa superficie totale est de 3,5 hectares.

Ce glissement est caractérisé, dans sa partie sommitale par un vaste escarpement de 10 à 12 mètres de commandement. En surface, de nombreux blocs de silex à rognons peuvent être observés. Au droit de ce vaste escarpement, se distingue une topographie chaotique caractérisée par une succession de horst et graben bien distincts (Figure 3.39). La partie terminale du glissement est caractérisée par une topographie en lobes successifs, relativement doux, se prolongeant quasiment jusqu'au cours d'eau.

Au regard des sondages réalisés et des descriptions de Masson (1976), il s'agit d'un **glissement translationnel profond** caractérisé par le déplacement sur un plan quasiment horizontal de plusieurs blocs de craie altérés détachés de l'escarpement structural (Figure 3.39). Ces différents blocs, probablement fortement morcelés, sont pris dans une matrice argilo-limoneuse riche en silex et blocs de craie. La nette fraîcheur des formes (notamment de horst/graben), est le témoin d'une activité récente du glissement. Ce glissement, déjà identifié dans les années 1970, semble donc régulièrement réactivé au gré des pulsations hydrologiques.

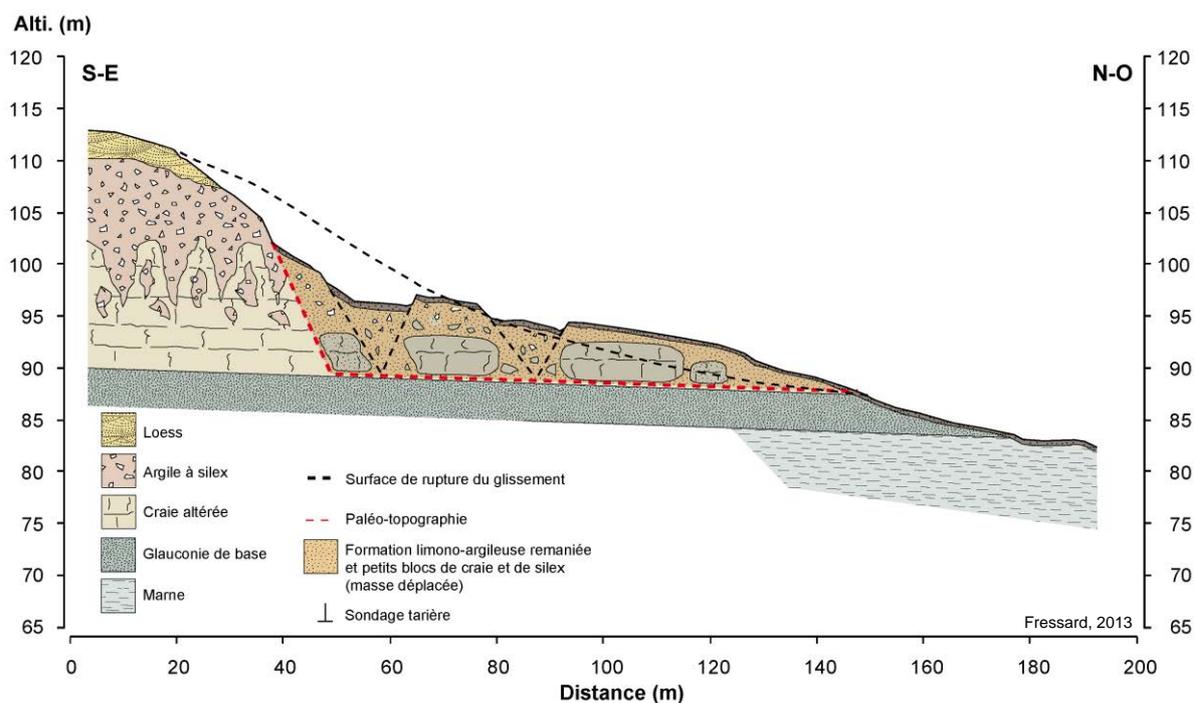


Figure 3.39 : Coupe interprétative de la structure interne et de la forme de la surface de rupture du glissement du Val-Maheut (Saint-André d'Hebertôt, Calvados)

- Glissement du Douet-Ridel

Le glissement est localisé en C sur la figure 3.38. Il s'agit d'un glissement de taille très modeste (5 000 m²).

Ce glissement est localisé dans un paysage de solifluxion caractérisé par une succession de lobes à la rythmicité douce (Figure 3.38). La zone d'ablation se présente sous la forme d'un escarpement semi-circulaire relativement peu pentu de deux mètres de commandement, auquel succède une multitude de petits décrochements successifs de quelques dizaines de centimètres. La zone d'accumulation forme une topographie chaotique de lobes successifs laissant largement apparaître les formations superficielles sous-jacentes.

Les différents sondages montrent que le glissement intervient dans un faciès de type glauconie/argile du *Gault* déposé sur la partie médiane du versant à structure marneuse, sous forme de lobes de solifluxion successifs. La surface de rupture du glissement prend place au niveau de l'interface entre les formations superficielles argilo-glauconieuses (sub-autochtones) et les altérites de marnes (autochtones) à 2 mètres de profondeur (Figure 3.40). Ce **glissement superficiel est considéré comme actif** en raison notamment de la fraîcheur des formes identifiées sur le terrain.

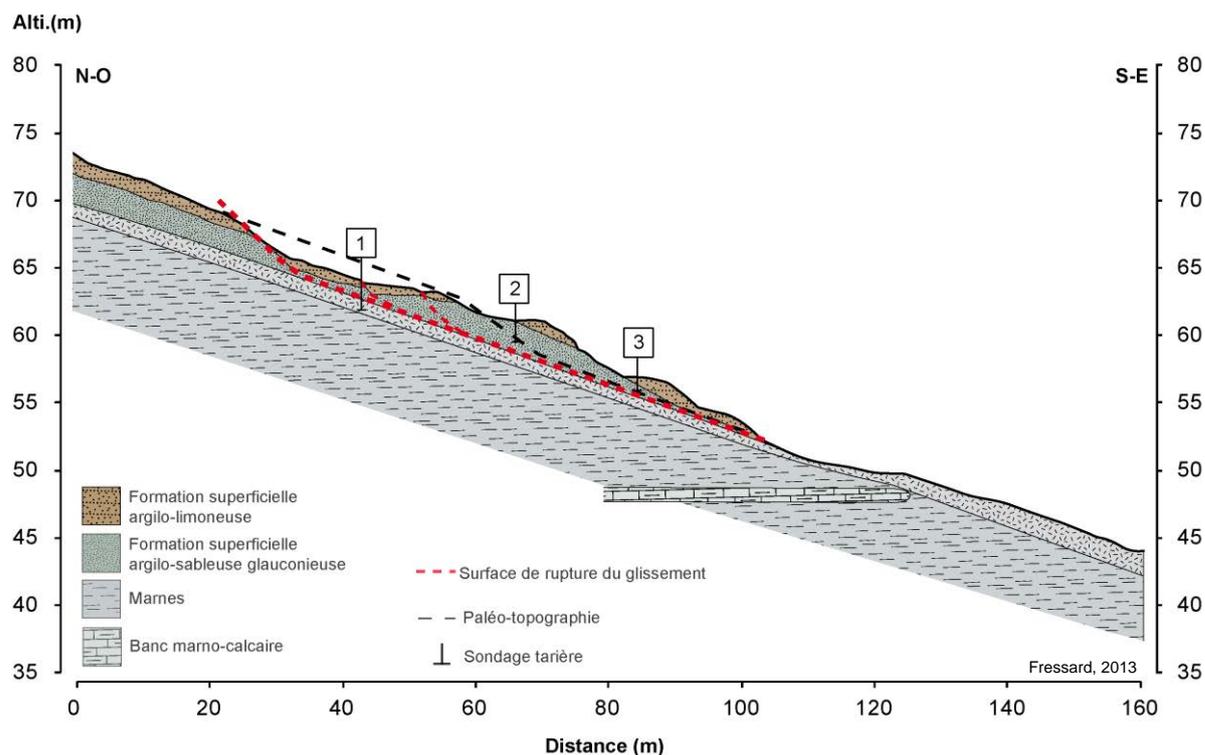


Figure 3.40 : Coupe interprétative de la structure interne et de la forme de la surface de rupture du glissement du Douet-Ridel (Saint-André d’Hebertôt, Calvados)

3.6. Vérification de la cohérence des interprétations morphologiques

Pour les sites décrits précédemment, les interprétations s’appuient, en très grande partie, sur les observations de terrain et les indices morphologiques (escarpements, fractures, bossellements, etc.), parfois complétés par quelques sondages à la tarière à main. C’est en effet sur cette base que les inventaires seront conduits par la suite pour l’ensemble du terrain d’étude (Chapitre 4). Avant de poursuivre, il nous a donc semblé important de vérifier la cohérence des interprétations proposées quant au type, à la forme et à la profondeur de la surface de glissement des sites décrits dans la section précédente, pour pouvoir disposer d’une typologie fiable et robuste.

Cette vérification va être conduite seulement pour les glissements superficiels. En effet, comme cela a été montré, pour les glissements profonds, la hauteur, le tracé des escarpements principaux et secondaires, les valeurs des pentes et/ou contre-pentes (pour les glissements rotationnels) permettent d’imaginer facilement et de proposer des surfaces de glissements (planes ou courbes) situées en profondeur (>10 mètres par exemple) dans le substratum marno-argileux en place, comme pour les glissements de *Saint-Georges-en-Auge*, de *Val-Mesnil* décrits précédemment.

Pour les glissements superficiels, cette interprétation peut parfois être plus délicate, en raison des formes souvent moins marquées, et des imprécisions ou de l’ignorance sur les épaisseurs de formations superficielles. Ces glissements superficiels translationnels ou rotationnels (avec surface de glissement à grand rayon de courbure) se produisent, dans la plupart des cas, à l’interface substratum/manteau de formations superficielles (Maquaire & Malet, 2006). Cette vérification de la cohérence

de nos interprétations a donc été conduite sur le glissement superficiel de la *Cour d’Auvergne*, à partir d’une modélisation à base physique 2-D.

3.6.1. Principe et données nécessaires à la modélisation 2-D

La démarche consiste à s’intéresser au fonctionnement du site instable (ou du versant) pour y définir le poids respectif des différents facteurs d’instabilité. Cette analyse géomécanique est conduite par un calcul à la rupture (ou calcul statique), dans lequel l’état d’équilibre limite du versant est défini, selon une loi de comportement rigide parfaitement plastique, exprimée par un coefficient de sécurité F_s par méthodes déterministes (Morgenstern et Sangrey, 1978, Malet, 2003). Ainsi, une situation instable est prédite quand le moment moteur est supérieur au moment résistant avec dans ce cas une valeur de F_s inférieure à l’unité.

Cette analyse 2-D permet ainsi d’évaluer l’influence d’une variation de la topographie de surface, des conditions structurales, des conditions hydrogéologiques, pour vérifier la forme et la profondeur de la surface d’un glissement. Cette analyse permet également de proposer des modes de confortement selon la sensibilité du versant à la variation de certains paramètres.

Sur la base des reconnaissances de terrain (Figure 3.23) et des essais de laboratoire réalisés (essais de cisaillement rectiligne, etc.), les caractéristiques physiques et mécaniques initiales des matériaux retenues pour l’analyse sont données dans le tableau 3.1.

Tableau 3.1 : *Caractéristiques physiques et mécaniques initiales des matériaux pour l’analyse de sensibilité*

N°	nature	γ_d (KN/m ³)	c' (Kpa)	ϕ' (c)
1.	Formations de pente argilo- limono- sableuse avec glauconie	1650	5	14
2.	Formations de pente limoneuses plus sableuses	1800	5	16.5
3.	Marne argileuse	1900	5	21
4.	Sable albien	1850	0	26

3.6.2. Rétro-analyse et influence des facteurs sur la stabilité

Les analyses ont été effectuées sur un profil en long avec l’hypothèse d’une rupture dans une bande de cisaillement à l’interface entre les formations superficielles et le substratum en place. Le profil a été choisi de façon à prendre en considération l’intégralité des mouvements observés. Ce profil est localisé sur la figure 3.14

L’outil d’analyse SLOPE/W (Geoslope Inc, 1998) a été utilisé. Le modèle de géométrie, les forces appliquées dans l’analyse et les conditions aux limites sont présentés à la figure 3.41.

Afin de contraindre et de guider les calculs, la position d’entrée (à l’amont) et de sortie (à la base du versant) de la surface de glissement ont été imposées (Figure 3.41) pour tenir compte des observations, et pour chacune des phases du glissement.

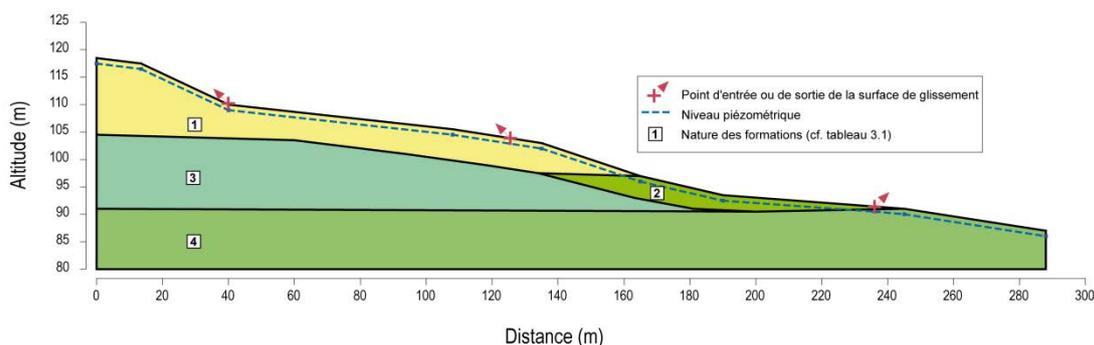


Figure 3.41 : Modèle géométrique retenu pour la modélisation 2-D du glissement de la Cour d'Auvergne (Bonneville-sur-Touques, Calvados)

Pour tous calculs de stabilité à la rupture, une phase de calage et de sensibilité des paramètres a permis de vérifier la cohérence du modèle retenu et l'influence des caractéristiques intrinsèques des matériaux en tenant compte, au départ, d'une nappe phréatique située à un mètre de profondeur.

Les calculs ont été conduits pour un glissement affectant la partie aval du versant (Phase 1). Comme on pouvait s'y attendre, la prise en compte d'une cohésion de 5 KPa pour les deux formations, permet d'obtenir un F_s de **2,04**. Par la suite, on considérera donc une **cohésion nulle** pour tenir compte de l'existence probable avant rupture de fractures de traction. L'analyse de sensibilité indique qu'un gain de 1° sur les angles de frottement permet une amélioration de F_s d'environ 10%. De même, une **remontée d'un mètre de la nappe phréatique**, avec une nappe correspondant au T.N. (saturation complète en phase hivernale très humide), **fait chuter le coefficient de sécurité de l'ordre de 30%**.

3.6.3. Formes et profondeur de la surface de glissement

Après le calage du modèle, les calculs ont été conduits successivement pour vérifier le phasage proposé en section 3.5.3.2, à savoir un glissement superficiel caractérisé par **deux phases principales** successives et/ou simultanées (Figure 3.23) : (1) à l'aval, avec un **glissement** le long d'une **surface à grand rayon de courbure** ; (2), puis, à l'amont, le déséquilibre par suppression de butée conduit à un **glissement plan translationnel** avec plusieurs compartiments. Les calculs ont été menés avec les caractéristiques géomécaniques retenues (Tableau 3.1) et une cohésion nulle pour les formations superficielles, et successivement avec une nappe phréatique située à un mètre de profondeur, puis pour une nappe phréatique correspondant au T.N. (saturation complète en phase hivernale très humide).

3.6.3.1. Glissement généralisé avec une seule surface

Préalablement, nous avons voulu vérifier si un glissement généralisé avec une seule surface était possible, au lieu de notre hypothèse d'un glissement en deux phases successives. En conditions de nappe basse (-1m/T.N.), le coefficient de sécurité critique est de **1,52** (Figure 3.42) pour une surface généralisée à l'ensemble du versant. Même en conditions saturées (les plus pénalisantes pour la stabilité), le coefficient de sécurité obtenu de **1,08** est toujours supérieur à l'unité, donc un versant toujours stable, ce qui tend à prouver qu'il faut envisager un scénario différent pour arriver à une instabilité, comme par exemple, deux phases plus ou moins synchrones (successives) ou différées dans le temps.

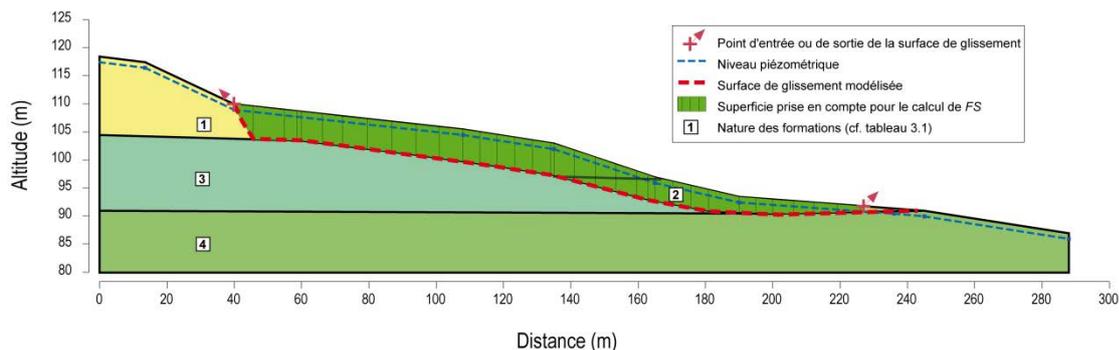


Figure 3.42 : Surface de glissement généralisé obtenue par modélisation Slope/W pour le glissement de la Cour d’Auvergne (Bonneville-sur-Touques, Calvados)

3.6.3.2. Phase 1 : glissement en partie aval

Pour une surface de glissement circulaire à grand rayon de courbure très similaire à celle proposée par l’analyse géomorphologique, on obtient un coefficient de sécurité **Fs égal à 1,37** (Figure 3.43). Pour une nappe phréatique correspondant au T.N. (saturation complète en phase hivernale très humide), le **Fs** passe de 1,37 à **Fs égal à 0,98**. Ces résultats montrent donc que l’hypothèse retenue quant à la forme et profondeur de la surface proposée est réaliste avec un déclenchement en période humide.

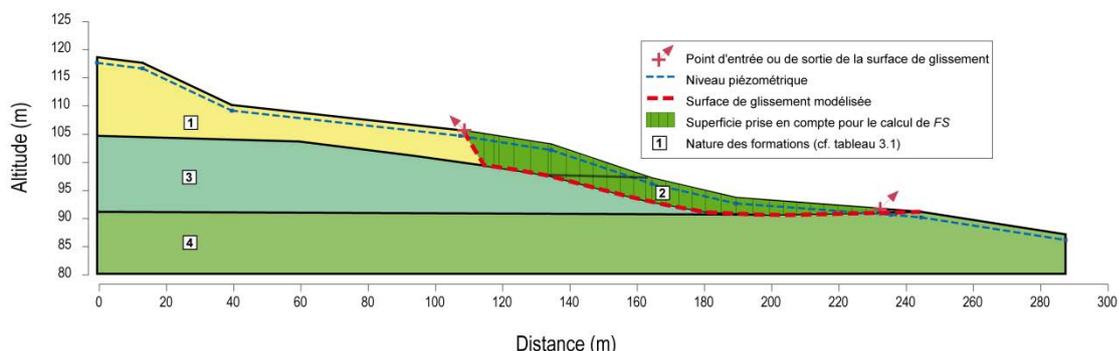


Figure 3.43 : Surface de glissement en partie aval du versant obtenue par modélisation Slope/W pour le glissement de la Cour d’Auvergne (Bonneville-sur-Touques, Calvados)

3.6.3.3. Phase 2 : Glissement amont après suppression de butée

La **suppression de butée** liée à la phase de glissement initial de la partie aval du versant permet d’expliquer l’instabilité de la partie supérieure (Figure 3.44). Ainsi, avec les mêmes caractéristiques géomécaniques et pour une nappe en période d’été, le coefficient de sécurité est **de 1,27** (versant toujours “stable”). Un versant totalement saturé (nappe = surface TN) permet d’atteindre un coefficient de sécurité **Fs de 0,95**.

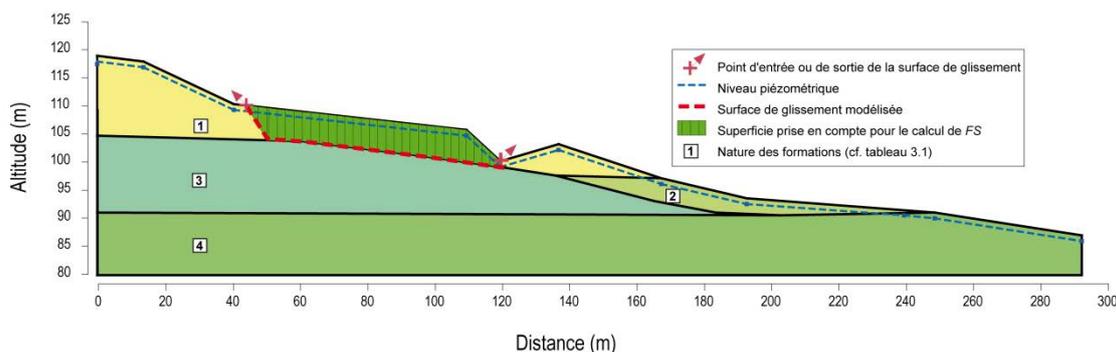


Figure 3.44 : Surface de glissement en partie amont du versant après suppression de butée obtenue par modélisation Slope/W pour le glissement de la Cour d’Auvergne (Bonneville-sur-Touques, Calvados)

3.6.4. Conclusion

Dans le cadre de cette thèse portant sur la cartographie de la susceptibilité, notre propos n’était pas d’engager une recherche approfondie sur les conditions de déclenchement des glissements à l’échelle *locale*. Pour cet unique cas d’étude du glissement de la *Cour d’Auvergne*, nous avons donc pu vérifier la cohérence de l’interprétation morphologique pour ce type de glissement superficiel, ce qui nous paraît, à ce stade, suffisant, même si nous aurions pu multiplier les exemples. Mais, ce qui nous aurait éloigné de notre objectif initial, à savoir, disposer d’une typologie des glissements de terrain pour engager la phase d’inventaire systématique sur l’ensemble de la zone d’étude du *Pays d’Auge* continental.

Il s’agit ici d’une étude “*préliminaire*” ayant pour objectif principal de vérifier si l’interprétation d’un glissement superficiel plan ou à grand rayon de courbure se produisant à l’interface formations superficielles et substratum était vraisemblable. Cela est le cas. L’analyse paramétrique a permis de “*caler*” les caractéristiques intrinsèques à des valeurs assez proches de celles obtenues lors des essais de laboratoire. On retiendra toutefois, la nécessité d’une prise en compte de la cohésion à une valeur nulle (ce qui permet de tenir compte indirectement de l’existence probable de fissures de traction).

Dans le cas de la situation d’un versant “*conditionnement*” instable (valeurs de F_s juste supérieures à l’unité), pour ce type de calcul de stabilité, il ne faut pas donner trop d’importance à la valeur de F_s mais il faut surtout s’attacher à l’analyse de son évolution compte tenu des variations paramétriques souhaitées.

3.7. Conclusion, synthèse de la typologie des mouvements de versant

La présentation des différents types de phénomènes montre bien l’extrême diversité des processus pouvant être rencontrés dans le *Pays d’Auge*. Les déformations de versants ou les glissements de terrain *stricto sensu* sont parfois emboîtés dans l’espace et le temps. Les glissements peuvent être profonds ou superficiels et présenter des activités très variables : si de nombreux apparaissent stables ou dormants, de nombreux autres sont actifs et/ou récents.

Il apparaît maintenant important dans cette conclusion de proposer une **synthèse conceptuelle de la typologie**, de la répartition et des relations entre la lithologie et le contexte hydrogéologique des versants. Les mouvements de versant se caractérisent par une répartition spécifique en interrelation avec les conditions locales. Une représentation schématique de cette synthèse peut être trouvée dans la figure 3.45.

3.7.1. Processus de mise en place et remaniement des formations de versant

Les formations superficielles qui empâtent régulièrement les versants, principalement sous forme de lobes de solifluxion plus ou moins prononcées, trouvent leur origine dans les couches sableuses et de sables argileux *Albien/Aptien*. Ces formations, séparant la série crayeuse (haut de versant) et marneuse (bas de versant) disposent de caractéristiques géotechniques sensibles (limite de plasticité faible, porosité importante et cohésion nulle) (Caron, 1972 ; Helluin & Helluin, 1972 ; Maquaire, 1990 ; Lissak, 2012). Les formations crayeuses, souvent aquifères, sont généralement largement altérées et fracturées, laissant apparaître de nombreuses discontinuités qui peuvent être à l’origine parfois de **glissements profonds**. Toutefois, il est couramment admis que les **larges et profonds glissements rotationnels** du sommet des versants se sont produits durant le Pléistocène et le Quaternaire en période cataglaciale, et sont donc pour une grande majorité, des **glissements hérités**. Les cycles d’alternance gel/dégel successifs, combinés à la fonte du permafrost et la diminution du couvert végétal semblent pouvoir proposer des conditions de déclenchement suffisantes pour ces glissements.

Actuellement, les phénomènes de mouvements de versant évoluant différemment, sont plutôt caractérisés par **des glissements de plus faibles ampleurs** liés à des conditions hydrogéologiques locales. Ainsi, les **conditions hydrogéologiques** constituent une **caractéristique déterminante** dans le **déclenchement des mouvements de versant**. La nappe de la craie cénomaniennne se déverse, à mi-pente, dans les formations superficielles sablo-argileuses. Ceci provoque parfois, notamment en période de hautes eaux, une saturation locale, entraînant régulièrement le dépassement des limites de plasticité/liquidité des matériaux. Plus bas sur les versants, la décharge cénomaniennne peut être couplée avec celle des sables de l’*Albien*, puis du *Glos*, augmentant encore localement la saturation des formations superficielles. Les substrats marneux n’ont ainsi qu’un rôle apparemment très limité dans la dynamique des mouvements de versant, ne servant que de plan de cisaillement pour **les glissements superficiels**.

D’autres phénomènes, localisés sur les berges (**glissement superficiels de berge**) sont directement liés au régime actuel des cours d’eau. L’influence anthropique sur l’évolution actuelle des phénomènes semble également conséquente du fait (1) des déboisements massifs survenus depuis le XIX^{ème} siècle, (2) des évolutions récentes de

l'occupation du sol caractérisées notamment par l'abandon du pré-verger et la disparition progressive de la haie et (3) de l'entaille ponctuelle des formations sensibles pour les besoins de la construction.

3.7.2. Formes de mouvements de versant et interrelations spatiales

Les parties sommitales des versants sont régulièrement affectées par des **phénomènes de reptation et déformations plastiques**, visibles par des formes de légers moutonnements et terrassettes et décollements par mottes. Plus bas sur les versants, les moutonnements sont généralement plus prononcés. Ces formes sont attribuées à des **phénomènes de solifluxion**. Ces formes se succèdent en s'enchevêtrant le long de parties des versants (couloirs dans des vallons secondaires évasés). Les formations superficielles affectées par la solifluxion peuvent être considérées comme en équilibre dynamique. Ainsi, certaines entailles liées notamment à la construction (routes et bâti) peuvent perturber l'équilibre des versants et être à l'origine de **glissements superficiels**.

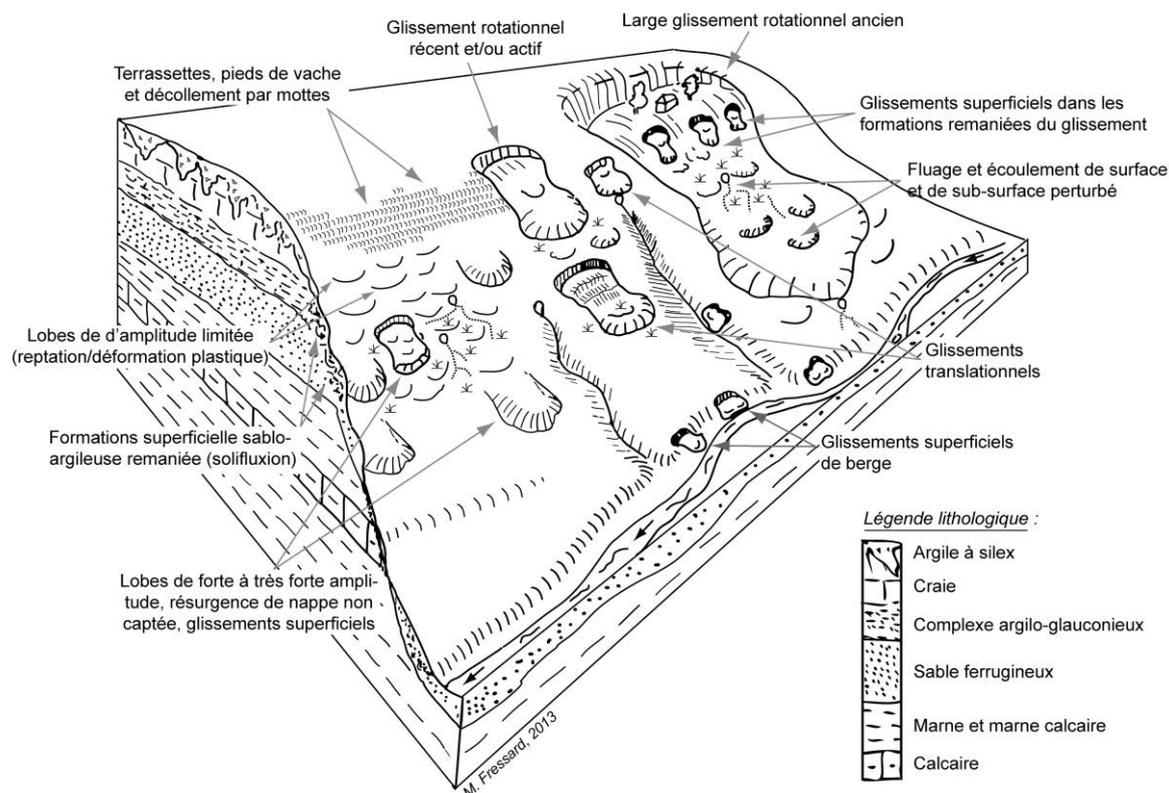


Figure 3.45 : Bloc diagramme interprétatif de la localisation des mouvements de versant sur les versants du Pays d'Auge continental

Des versants réguliers, en apparence stables, peuvent, sous certaines conditions hydrologiques être affectés par le déclenchement spontané de **glissements superficiels translationnels**. Les parties sommitales des versants sont affectées par des glissements profonds impliquant le glissement de panneaux de craie sur les sables, les sables argileux et marnes du Crétacé inférieur et du Jurassique. Ces **glissements profonds peuvent être de tailles très variables**. Les **grands glissements profonds** sont hérités (cf. précédemment). Les parties inférieures de ces glissements peuvent être affectées par des **glissements superficiels** et/ou évoluer sous forme de solifluxion.

Certains petits vallons, affluents de la *Dives* ou de la *Touques* sont caractérisés par une incision importante. On observe ainsi de nombreux cours d’eau encaissés de plus de 5 mètres. Les berges de ces cours d’eau sont ainsi fréquemment affectées par des **glissements de terrain superficiels de berge à composante translationnelle**, liés au sapement basal. Ces mouvements de versant peuvent avoir des conséquences non négligeables sur les infrastructures (routes et bâti).

Pour conclure ce chapitre 3, cette étude de la typologie des mouvements de versant du *Pays d’Auge* permet de combler les lacunes bibliographiques sur la connaissance et la classification des différents phénomènes observables dans la région. Cette **typologie apparaît très variée** avec des mouvements de déformation de versant (reptation/solifluxion) et des phénomènes de glissement de terrain *stricto-sensu* (glissements superficiels et profonds ; rotationnels et translationnels).

Les études de cas ont permis, outre d’illustrer la typologie, de mieux comprendre le rôle et les interrelations de la lithologie et de l’hydrologie souterraine dans les processus de mouvements de versant. Ces relations ont été identifiées de manière qualitative, permettant de bâtir un modèle conceptuel de répartition des formes et processus à l’échelle du versant.

Pour la cartographie de la susceptibilité et de l’aléa, la réalisation d’inventaires de mouvements de versant constitue une étape fondamentale. La typologie proposée servira donc de support de base pour la description et la caractérisation des mouvements de versant sur le terrain.

Chapitre 4

Inventaire des mouvements de versant

4.1. Introduction

Ce chapitre a pour objectif de présenter la démarche méthodologique ainsi que les résultats des inventaires des mouvements de versant. Ceci permet d'aller au-delà du chapitre 3 en proposant une analyse quantitative de la répartition/distribution des phénomènes. Les inventaires sont réalisés à différentes échelles, permettant de couvrir des portions de territoire variables à différentes précisions. Ceux-ci constituent un ensemble de données de base essentielles dans la cartographie de la susceptibilité et de l'aléa.

La section 4.2 définit le **cadre théorique et méthodologique de l'inventaire** des mouvements de versant. La démarche engagée sera adaptée aux besoins cartographiques ainsi qu'aux moyens disponibles pour l'investigation.

La section 4.3 présente la **démarche méthodologique** ainsi que les résultats obtenus dans le cadre de la cartographie d'**inventaire à échelle régionale**.

La section 4.4 présente la démarche méthodologique ainsi que les résultats obtenus dans le cadre de la cartographie d'**inventaire à échelle locale**.

Enfin, la section 4.5 propose une **analyse comparative** centrée sur la qualité/exhaustivité des différentes données acquises dans le cadre de ce travail

4.2. Contexte général de l'inventaire des mouvements de versant

4.2.1. Cadre théorique

L'inventaire constitue la forme la plus simple de cartographie des mouvements de versant. Il identifie la localisation des événements et, lorsqu'ils sont connus, la date de déclenchement ainsi que le type et l'état d'activité. Les inventaires de mouvements de versant reposent sur **quatre postulats principaux**, largement développés et repris dans la littérature (Varnes *et al.*, 1984 ; Carrara *et al.*, 1991 ; Hutchinson & Chandler, 1991 ; Dikau *et al.*, 1996a ; Guzzetti *et al.*, 1999b). Une synthèse détaillée du cadre théorique et des principes de base des inventaires des mouvements de versant peut être, entre autres, trouvée dans Guzzetti (2006) et Guzzetti *et al.* (2012), dont s'inspirent largement les descriptions suivantes.

- Les mouvements de versant laissent des **signes discernables** pouvant être **reconnus, classés et cartographiés** sur le terrain et/ou par interprétation d'images aériennes (Varnes, 1978 ; Hutchinson, 1989). Ces signes sont morphologiques, pour la plupart, caractérisés notamment par des changements dans la position, la forme ou l'apparence de la topographie. Mais, les mouvements de versant peuvent également impliquer des changements sur la lithologie ou l'occupation du sol.
- La **signature morphologique** des mouvements de versant est intimement **liée à leur nature**. Elle peut donc être interprétée pour délimiter l'étendue et le type de mouvement. À partir de la morphologie de surface, il est également possible de proposer une évaluation qualitative de l'âge, du degré d'activité et de la profondeur des mouvements de versant (Varnes, 1978 ; McCalpin, 1984 ; Hutchinson, 1989 ; Cruden & Varnes, 1996 ; Dikau *et al.*, 1996a), comme cela a été montré dans le chapitre précédent pour les huit glissements sélectionnés.
- Les **mouvements de versant ne surviennent pas au hasard**. Ils sont le résultat de processus physiques plus ou moins complexes contrôlés par des lois mécaniques pouvant être déterminées empiriquement, statistiquement ou de manière déterministe. Les phénomènes peuvent ainsi être généralisés (Aleotti & Chowdhury, 1999 ; Guzzetti *et al.*, 1999a).
- Le **principe d'uniformitarisme est souvent adopté pour la caractérisation des mouvements de versant** considérant que "*le passé est la clé pour comprendre le futur*". Ainsi, ce principe implique de supposer que les mouvements de versant se déclencheront dans les mêmes conditions ayant mené, dans le passé, à l'instabilité (Varnes *et al.*, 1984 ; Carrara *et al.*, 1991 ; Aleotti & Chowdhury, 1999 ; Guzzetti *et al.*, 1999b).

Ce cadre conceptuel doit encadrer l'identification, la cartographie et les dérivés des inventaires (cartes de susceptibilité, aléa, risque). Cependant l'application stricte de ces principes se heurte à de nombreuses limites principalement opérationnelles, mais également conceptuelles, n'en permettant pas une utilisation satisfaisante (Guzzetti *et al.*, 1999b).

Les inventaires de mouvements de versant peuvent être réalisés avec une large gamme de méthodes :

- la cartographie géomorphologique de terrain (Mahieu *et al.*, 1977 ; Brunnsden, 1985 ; Brunnsden, 1993) ;
- l'interprétation d'images aériennes verticales et/ou obliques (Porcher & Guillope, 1979 ; Parise, 2001 ; Guzzetti *et al.*, 2012) ;
- l'analyse d'archives historiques (coupures de journaux, bases de données d'incidents, etc.) (Helluin, 1988 ; Dominguez Cuesta *et al.*, 1999 ; Salvati *et al.*, 2009) ;
- les méthodes issues de la télédétection telles que l'interprétation d'images multispectrales haute résolution, l'interprétation d'images radar (*SAR, Synthetic Aperture Radar*), ou l'analyse de MNT-LIDAR à très haute résolution (van den Eeckhaut *et al.*, 2006 ; van den Eeckhaut *et al.*, 2011 ; Lissak, 2012).

La sélection de la méthode d'inventaire est extrêmement dépendante du ratio entre (1) l'objectif de l'étude, (2) la taille du site à investiguer, (3) l'échelle des documents

disponibles (cartes topographiques, images aériennes, etc.) et (4) les moyens (matériels, financiers, humains, temporels) disponibles pour mener le travail (Guzzetti, 2000). Différents types d'inventaires peuvent être distingués sur la base de l'échelle de travail et/ou du type de cartographie (Guzzetti, 2006) :

- **les inventaires synoptiques à petite échelle** (<1/200.000^{ème}) sont réalisés à partir d'archives historiques ou bibliographiques, de données d'incidents, de rapports techniques, etc. (Guzzetti *et al.*, 1994 ; Dominguez Cuesta *et al.*, 1999 ; Mirgon, 2002 ; Couëffé *et al.*, 2005 ; Günther *et al.*, 2011 ; Mirgon, 2012) ;
- **les inventaires à moyenne échelle** (du 1/200.000^{ème} au 1/25.000^{ème}) sont généralement réalisés à partir de l'interprétation systématique d'images aériennes verticales ou d'images satellite haute résolution (à des échelles généralement comprises entre le 1/60.000^{ème} et le 1/10.000^{ème}), couplée avec quelques retours terrain ponctuels (Antonini *et al.*, 1993 ; Duman *et al.*, 2005) ;
- **les inventaires à grande échelle** (>1/25.000^{ème}) sont effectués sur des surfaces limitées (quelques centaines de kilomètres carrés au maximum), en couplant l'analyse systématique d'images aériennes à des investigations géomorphologiques de terrain (Wieczorek, 1984 ; Guzzetti *et al.*, 2000 ; Reichenbach *et al.*, 2004 ; Thiery, 2007 ; Galli *et al.*, 2008).

De larges variations dans la précision et l'exhaustivité de l'information existent entre les différents types d'inventaires. Par exemple, il peut être difficile, dans le cas de la photo-interprétation, de distinguer avec précision les limites de larges glissements profonds, anciens, notamment du fait de l'estompage des formes avec le temps. Le couvert végétal (notamment le couvert forestier dense) peut constituer une sérieuse limite dans l'observation des formes par photo-interprétation (Brardinoni *et al.*, 2003 ; Korup, 2005 ; van den Eeckhaut *et al.*, 2006 ; van den Eeckhaut *et al.*, 2011). La comparaison avec des inventaires réalisés par des investigations de terrain peut ainsi, dans certains cas, montrer de sérieuses différences en termes de précision et de quantité de phénomènes identifiés (Brardinoni *et al.*, 2003).

L'expérience du (des) géomorphologue(s) en charge de l'inventaire peut également avoir une influence importante sur la qualité, l'exhaustivité et les erreurs. Les inventaires de mouvements de versant restent ainsi des procédures cartographiques hautement subjectives (Ardizzone *et al.*, 2002 ; Zêzere *et al.*, 2009).

4.2.2. Une méthode d'inventaire adaptée à la recherche

Face aux objectifs de l'étude, **deux inventaires des mouvements de versant** ont été réalisés :

- (1) **un inventaire couvrant l'intégralité du territoire de la zone d'étude** (2 400 km²), réalisé à partir des données disponibles, de l'interprétation systématique des images aériennes actuelles et de campagnes limitées de validation terrain. L'inventaire est publié à l'échelle du **1/50.000^{ème}** ;
- (2) **un inventaire couvrant deux sous-secteurs d'étude** (respectivement 85 et 45 km²), réalisé à partir des données du premier inventaire, couplé avec une démarche de terrain systématique et une cartographie morphodynamique à l'échelle du **1/10.000^{ème}**.

La typologie des mouvements de versant a été calée en amont par l'étude des différents secteurs représentatifs détaillés dans le chapitre 3.

4.3. Inventaire des mouvements de versant à échelle régionale

L'inventaire régional, cherche, sur la base des archives disponibles et de l'interprétation systématique des images aériennes actuelles, à définir une répartition régionale des mouvements de versant dans la partie continentale du *Pays d'Auge*.

4.3.1. Une démarche méthodologique couplant archives et photo-interprétation

4.3.1.1. Base de données disponibles

- La BDMvt (BRGM), base de données principale

Les principales bases de données disponibles concernant la cartographie, des études de cas ou des dommages causés par les mouvements de versant ont été présentées dans le chapitre 3. Au sein de ces différentes bases de données, la BDMvt constitue la base la plus complète, puisque étant directement issue de la synthèse de l'ensemble de ces dernières.

Pour le *Pays d'Auge*, la base de données BDMvt est d'une assez bonne qualité puisqu'elle recense 346 phénomènes de "glissements" avec une précision généralement bonne : 66% avec une précision "décamétrique", 11% avec une précision "hectométrique" et 23% avec une précision "communale" (Figure 4.1).

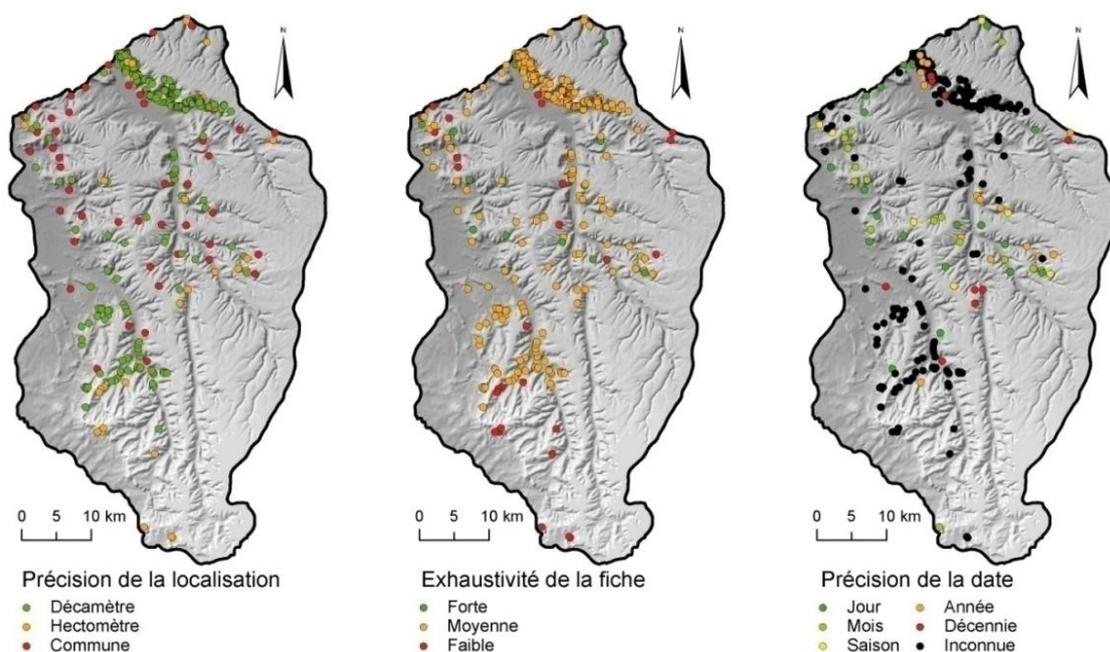


Figure 4.1 : Cartes de la distribution régionale de la catégorie "glissement" de la BDMvt, affichée selon des différents indicateurs de qualité disponibles pour la partie continentale du *Pays d'Auge*

Les fiches sont généralement évaluées comme ayant une exhaustivité/précision moyenne, c'est-à-dire ne référant généralement que la localisation et le type de mouvement de terrain (i.e. glissement, coulée, chute de bloc, etc.). Les dates de déclenchement ne sont généralement pas ou peu connues (Figure 4.1). Les seuls

phénomènes bien renseignés sur ce point concernent les événements ayant entraîné des dégâts structurels directs (données issues généralement des déclarations Cat-Nat, des rapports de la DDE, du BRGM, etc.).

Une première analyse visuelle de la distribution spatiale des événements référencés dans la BDMvt permet de **mettre en évidence deux principaux secteurs largement affectés** (Figure 4.1). Ces deux secteurs concernent (1) le versant exposé sud de la basse-vallée de la *Touques* et (2) la région de *Livarot*. Outre la fréquence plus importante des mouvements de versant dans ces deux parties du *Pays d’Auge*, il est à noter que celles-ci, contrairement au reste de la région, ont fait l’objet d’études spécifiques concernant la cartographie des mouvements de versant :

- la région de la basse-vallée de la *Touques*, correspond exactement au secteur cartographié lors de la cartographie ZERMOS (Porcher & Guillopé, 1979) ;
- La carte géologique de *Livarot*, réalisée en 1999 par Ménillet *et al.*, est une carte “*récente*” intégrant de nombreuses informations sur la nature des formations superficielles et sur la dynamique des versants. Ainsi, contrairement aux autres cartes géologiques plus anciennes disponibles dans la région et se focalisant majoritairement sur les descriptions/cartographies des substrats, de nombreux mouvements de versant sont référencés sur cette dernière.

Le problème lié à la disparité spatiale des données d’inventaire d’archives émerge de manière évidente. Les distributions observées, ainsi que l’analyse qui en découle peuvent être fortement biaisées par l’hétérogénéité des sources disponibles.

Outre la base BDMvt, relativement “*complète*” pour une étude régionale, puisque référençant la grande majorité des données d’archives disponibles, quelques rapports internes du CETE de *Rouen* et de l’Université de *Caen Basse-Normandie* sont venus compléter cette phase d’inventaire régional.

- Critique de la BDMvt

La BDMvt constitue une base essentielle pour ce travail, mais reste non suffisante dans une logique de cartographie de la susceptibilité et/ou de l’aléa mouvements de versant. Plusieurs limitations majeures justifient ainsi la nécessité de recourir à des investigations complémentaires :

- (1) **aucune distinction typologique** n’est effectuée entre les phénomènes pour la catégorie “glissements” ;
- (2) **la base de données est représentée sous forme ponctuelle**. Pour la cartographie des mouvements de versant, puis *a posteriori*, pour l’analyse de la susceptibilité, les mouvements de versant doivent être représentés sous forme de polygones séparant la zone d’ablation de la zone d’accumulation des phénomènes ;
- (3) **la base de données est extrêmement dépendante de la qualité/exhaustivité des archives disponibles** conduisant à de fortes disparités spatiales dans la qualité de l’information. Les événements n’ayant pas été sujets à déclaration ou n’ayant pas fait l’objet d’études spécifiques ne sont pas référencés.

Afin de compléter les bases de données disponibles, d'en améliorer le mode de représentation et la précision, une approche par photo-interprétation a été mise en oeuvre afin de couvrir l'ensemble du terrain d'étude. Cette méthode reste une des plus populaires dans la cartographie des mouvements de versant. Elle ne donne généralement pas les résultats les plus satisfaisants mais constitue un bon compromis lorsque la surface à couvrir est étendue (Guzzetti *et al.*, 2012).

4.3.1.2. Cartographie des mouvements de versant par photo-interprétation

Afin de faciliter la démarche de photo-interprétation et de couvrir de manière exhaustive l'ensemble du terrain d'étude, une approche par grille d'analyse a été privilégiée. Une maille communale a été sélectionnée afin de faciliter la communication entre les données non spatialisées de la BDMvt (indexées par communes) et la procédure d'observation des images aériennes. Pour chaque commune, les différents documents sélectionnés sont analysés afin de répondre à trois objectifs (Tableau 4.1) :

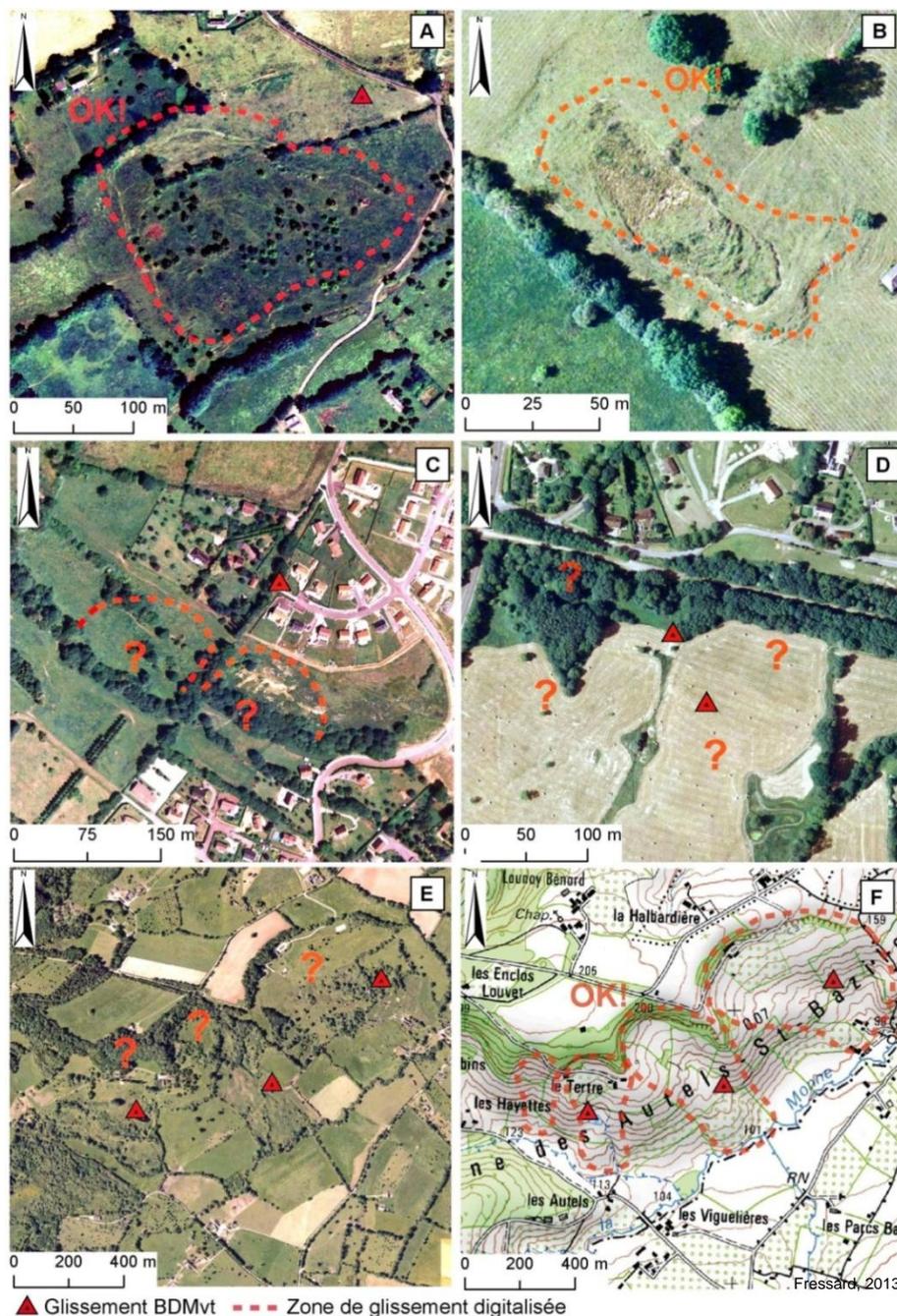
- (1) **préciser les limites des phénomènes inventoriés dans la BDMvt** (sous forme de polygones séparant la zone d'ablation de la zone d'accumulation des mouvements) ;
- (2) **identifier d'éventuels phénomènes non référencés, mais visibles sur les images aériennes** (généralement des phénomènes n'ayant pas été sujets à déclaration ou à des études spécifiques, notamment en l'absence de dégâts directs) ;
- (3) **éliminer les artefacts et erreurs de cartographie présents dans la BDMvt** (par ex. plusieurs points cartographiés pour un seul et même phénomène ou erreurs de report des archives).

Tableau 4.1 : Tableau récapitulatif des différentes sources de données utilisées pour l'inventaire général des mouvements de versant dans la partie continentale du Pays d'Auge

Données	Source	Echelle/résolution
BDMvt	BRGM	1/100.000 ^{ème}
Othophotoplan 2009	IGN	50cm (pixel)
Othophotoplan 2006	CG-14	30cm (pixel)
Othophotoplan 2000	IGN	60cm (pixel)
Images google earth	Sources diverses	Non disponible
Scan-25	IGN	1/25.000 ^{ème}
BD Charm-50	BRGM	1/50.000 ^{ème}
BDAI	IGN	50m (pixel)
Etudes spécifiques/données événementielles	Divers organismes (université/LCPC) et presse	Données non spatialisées

Chacun des versants est étudié dans le détail. Les formes caractéristiques des mouvements de versant (escarpements, bourrelets, perturbations de l'hydrologie de surface, végétation, etc.) sont analysées et servent d'indices pour la digitalisation des phénomènes. L'interprétation peut être facilitée, ou au contraire compliquée en fonction de la fraîcheur et de la proéminence des formes observables sur les images aériennes. La qualité/résolution des images ainsi que leur date de prise de vue peuvent fortement influencer la visibilité/lisibilité des formes. L'intégralité des images

récentes disponibles se concentre sur les périodes estivales, ce qui ne facilite pas le travail de photo-interprétation, dans la mesure où le couvert végétal reste largement développé durant cette période de l'année. De même, la présence d'un couvert forestier constitue une limite radicale à la photo-interprétation (van den Eeckhaut *et al.*, 2006b).



(A) événement référencé dans la BDMvt et photo-interprétation aisée ; (B) événement non référencé dans la BDMvt, mais photo-interprétation aisée ; (C) événement référencé dans la BDMvt, mais photo-interprétation sujette à interrogation ; (D) événements référencés dans la BDMvt sans indice de surface visible par photo-interprétation ; (E) et (F) photo-interprétation facilitée par l'utilisation des cartes topographiques (glissements profonds)

Figure 4.2 : Quelques exemples types de la confrontation entre la BDMvt et les documents de base utilisés pour la photo-interprétation

Dans certains cas, le recours à des données topographiques (MNT ou la simple observation des courbes de niveau sur les cartes topographiques) peut aider à l'identification des mouvements de versant. Cette considération est principalement vraie pour les grands glissements rotationnels anciens dont la signature morphologique s'imprime nettement dans la topographie (Figure 4.2).

- Une typologie simplifiée adaptée à l'échelle et aux méthodes d'analyse

La photo-interprétation ne permet pas systématiquement une analyse détaillée des phénomènes. Ainsi, une discrimination typologique précise reste difficile dans de nombreux cas. La typologie des mouvements de versant établie dans le chapitre 3 a donc été adaptée à la méthode afin de limiter les erreurs de cartographie.

La principale caractéristique permettant de distinguer les mouvements de versant du *Pays d'Auge* réside dans la profondeur des phénomènes. Cette caractéristique a donc été conservée et reste aisément identifiable sur les images aériennes.

Les phénomènes de solifluxion ont été volontairement exclus de la démarche cartographique du fait (1) de la difficulté d'une identification systématique des formes (relativement discrètes sur les images aériennes) et (2) de la difficulté d'en identifier les limites de manière précise (conduisant à de très importantes approximations). Ainsi, pour cette étape de la cartographie des mouvements de versant, seules **deux types ont été conservés** :

- **les glissements superficiels ;**
- **les glissements profonds.**

Méthodologiquement, la distinction a été principalement effectuée par l'estimation du commandement des différents escarpements constitutifs des glissements (notamment l'escarpement principal), étant considéré comme un bon indicateur de la profondeur (Crozier, 1986).

Par expérience, et sur la base des études de cas réalisées en amont, on considère les glissements superficiels (à composante majoritairement translationnelle) comme étant caractérisés par une multitude de petits escarpements successifs et de lobes (zone d'accumulation) relativement discrets. Par opposition, les glissements profonds (majoritairement rotationnels) se caractérisent par un escarpement principal bien marqué, décrivant une surface semi-circulaire nette. Les lobes sont proéminents et bien distincts.

Outre la distinction du type, une évaluation simplifiée de l'âge des glissements a également été conduite durant la photo-interprétation. Deux types sont distingués :

- **les glissements récents** (ou historiques) ;
- **les glissements anciens** (ou Quaternaire/Pléistocène).

Les phénomènes ont été principalement distingués par la fraîcheur des formes. Les glissements anciens sont caractérisés par une nette érosion des formes (glissements dormants ou inactifs). D'autre part, l'ampleur des phénomènes peut également être un indice pour l'identification, les glissements anciens étant caractérisés par une ampleur généralement conséquente, pouvant affecter des versants entiers.

- Structure de la base de données

La base de données est structurée en **cinq thèmes majeurs** définissant le type de glissement, l'âge du glissement, la précision de l'observation, l'aspect temporel et différentes caractéristiques morphométriques (Figure 4.3). Les glissements ont été systématiquement cartographiés en **deux zones** correspondant respectivement à (1) la **zone d'ablation** et (2) la **zone d'accumulation**.

Pour la **précision**, **trois catégories** sont déclinées :

- (1) la **source** ayant permis l'observation (par ex. photo-interprétation, BDMvt, article de presse, visite de terrain, etc.). Plusieurs sources peuvent converger vers l'observation d'un même phénomène, améliorant, de fait, la fiabilité de l'observation ;
- (2) la **précision des limites** du glissement. Il est parfois difficile d'identifier avec certitude les limites latérales des glissements par photo-interprétation. Cette certitude associée à la cartographie des limites est évaluée selon trois catégories (faible, moyenne et bonne) ;
- (3) la **fiabilité de l'observation**. Les indices morphologiques permettant de cartographier les glissements sont parfois subtils et peuvent être confondus avec d'autres entités disposant d'une signature morphologique proche, voire similaire. La **certitude liée à l'observation** est donc renseignée dans la base de données selon **trois classes** (faible, moyenne et bonne).

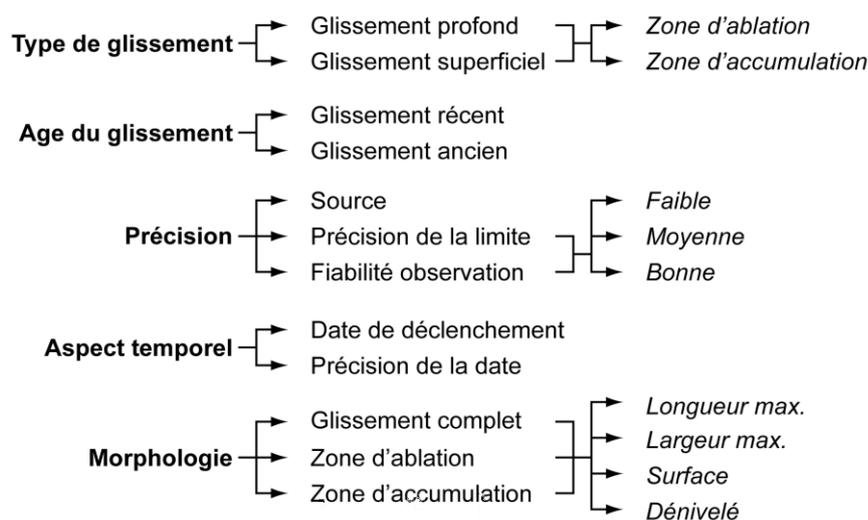


Figure 4.3 : Diagramme synthétique de la structuration de la base de données spatialisée

Lorsque celle-ci est disponible, la date de déclenchement est renseignée dans la table attributaire. Parallèlement, la date de déclenchement peut être identifiée avec différents degrés de précision (jour, mois, année décennie). Seules les données d'archives ont été utilisées. Un inventaire multi-temporel (Galli *et al.*, 2008), combinant la photo-interprétation systématique d'images aériennes multi-dates n'a pas été réalisé.

Enfin, différentes caractéristiques morphométriques ont été mesurées. Cette catégorie recense les informations relatives à la taille des phénomènes (longueur, largeur, dénivelés et superficie). Ces mesures sont réalisées successivement pour l'ensemble des glissements, pour les zones d'ablation et pour les zones d'accumulation. Ces paramètres permettent de dériver des indices de forme, visant à analyser et discriminer les mouvements de versant.

4.3.2. Résultats de l'inventaire régional

4.3.2.1. Typologie des phénomènes et distribution fréquentielle

Le résultat de l'inventaire est publié à l'échelle du 1/50.000^{ème} sur l'ensemble du *Pays d'Auge* (Figure 4.4). 340 phénomènes ont été référencés et cartographiés. De nombreux doublons et erreurs de cartographies de la BDMvt ont été corrigés. Ainsi, 139 glissements superficiels (41%) et 201 glissements profonds (59%) ont été référencés. 81% des glissements sont récents et 19% sont anciens (Figure 4.5). Aucun glissement superficiel n'a été identifié comme ancien, ce qui permet finalement de diviser la **typologie en trois types d'événements** : (1) glissement superficiel, (2) glissement profond récent et (3) glissement profond ancien.

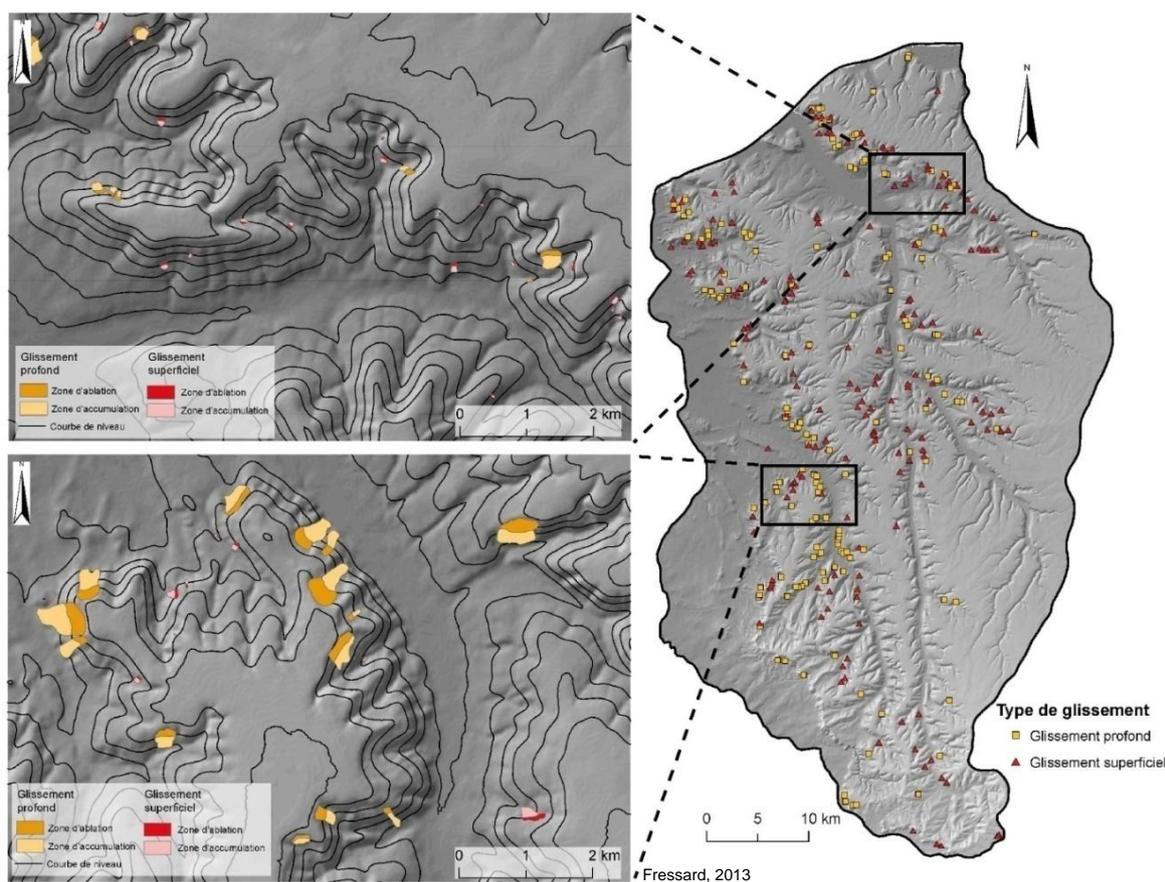


Figure 4.4 : Carte générale de l'inventaire des glissements de terrain de la partie continentale du Pays d'Auge et deux zooms au 1/50.000^{ème}

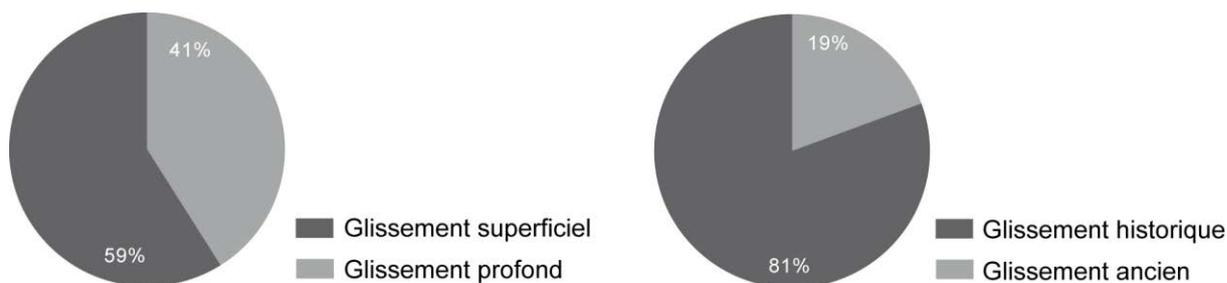


Figure 4.5 : Proportion des différents types de mouvements de versant et leur âge estimé

4.3.2.1. Morphométrie des mouvements de versant

Les statistiques descriptives les plus représentatives sont présentées dans la figure 4.6. Celles-ci permettent une première analyse des caractéristiques morphométriques globales des mouvements de versant. La figure est présentée selon une structuration en trois catégories, correspondant aux trois types de mouvements de versant. La taille des glissements constitue un des facteurs les plus discriminants selon les types.

- Les **glissements superficiels se caractérisent notamment par une taille réduite**, puisque 77% des glissements ont une superficie inférieure à un hectare. De fait, la longueur et la largeur de ces glissements restent limitées, respectivement à 83 et 77 mètres en moyenne (écart type respectivement 48 et 57 mètres). Les dénivelés observés sont peu à moyennement importants avec 95% des phénomènes ayant un dénivelé inférieur à 30 mètres.
- Les **glissements profonds récents constituent une catégorie intermédiaire** sur le plan morphométrique. 58% des glissements ont une superficie inférieure à 2 hectares, pour une moyenne de 2,5 hectares, fortement influencée par les valeurs extrêmes (médiane à 1,8 et écart type à 1,9). Les valeurs de longueur et de largeur sont plus importantes que pour les glissements superficiels, respectivement 171 et 146 mètres en moyenne. Enfin, les dénivelés sont, en moyenne, bien supérieurs aux glissements superficiels (28 mètres).
- Les **glissements profonds anciens sont de taille beaucoup plus importante** que les deux autres types présentés précédemment. Leur superficie est systématiquement supérieure à 2 hectares, pour des valeurs moyennes de 9 hectares et une valeur maximale identifiée à 32 hectares. De même, les longueurs et les largeurs des phénomènes restent élevées ; respectivement 361 et 294 mètres en moyenne. Les dénivelés sont également importants avec une valeur moyenne de 35 mètres.

Pour tenter d'aller au-delà de la simple analyse des statistiques descriptives de base, **différents indices morphométriques ont été calculés et analysés**. Ceux-ci sont proposés par Crozier (1986) et permettent d'obtenir des valeurs caractérisant la forme des mouvements de versant (par ex. indice de dilatation, indice d'étalement, indice de ténuité, etc.).

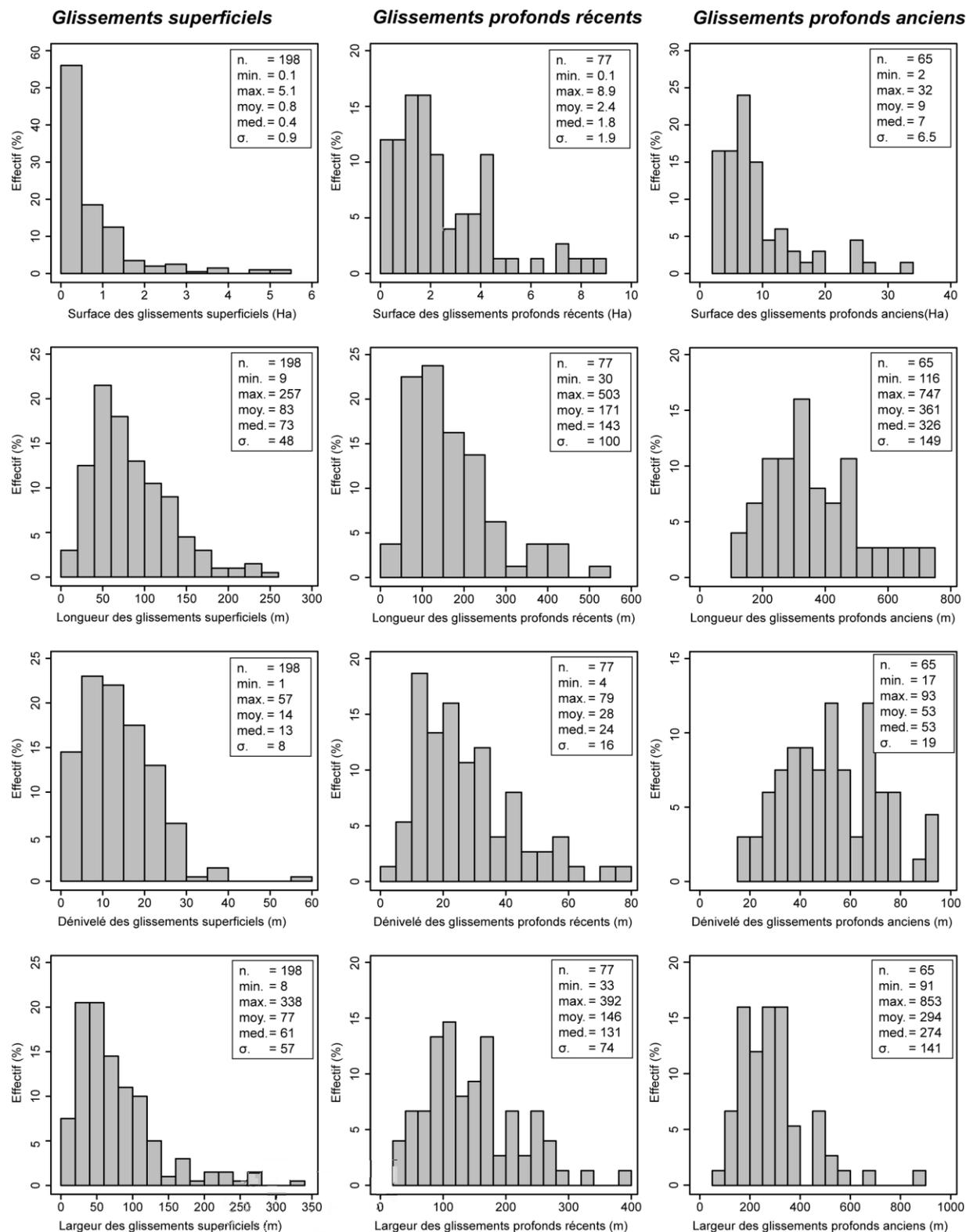


Figure 4.6 : Statistiques descriptives des principales caractéristiques morphométriques des glissements issus de l'inventaire du Pays d'Auge selon les trois types rencontrés (superficiels, profonds récents et profonds anciens)

Les différents indices morphométriques calculés ont ensuite été analysés *via* leurs correspondances multiples (ACP). L'objectif étant de :

- (1) identifier des caractéristiques communes permettant de valider/invalidier la classification experte ;
- (2) mieux discriminer les mouvements de versant cartographiés, notamment sur la base de paramètres mesurés ;
- (3) proposer une synthèse globale de l'ensemble des indices calculés.

Après élimination des variables les plus corrélées, l'ACP montre l'influence de huit paramètres principaux. Les paramètres directement mesurés (dénivelé, taille et longueur) tendent à tirer l'ACP dans le même sens. Les indicateurs de forme montrent une influence de même orientation. Enfin, les deux indices de déplacement et de dilatation s'individualisent nettement dans l'ACP (Figure 4.7).

La projection des indices morphométriques dans le plan factoriel ne permet pas une identification claire et distincte des différents sous-groupes de mouvements de versant. Même si différents domaines généraux peuvent être identifiés pour chacun des types de mouvements de versant (notés A, B et C sur la figure 4.7) un chevauchement important peut être observé. Les types "glissements superficiels" (A) et "glissement profonds récents" (B) montrent des caractéristiques relativement similaires pour une large partie de l'échantillon. De très nombreux glissements profonds anciens (C) s'individualisent tout de même à droite du graphique. Cette relative homogénéité peut être expliquée par :

- (1) une signature morphologique des phénomènes relativement similaire, en dépit de l'existence de mécanismes différents ;
- (2) la difficulté à identifier clairement les différents types de mouvements de versant, liée notamment aux possibles erreurs de cartographie et à la définition des limites latérales des phénomènes.

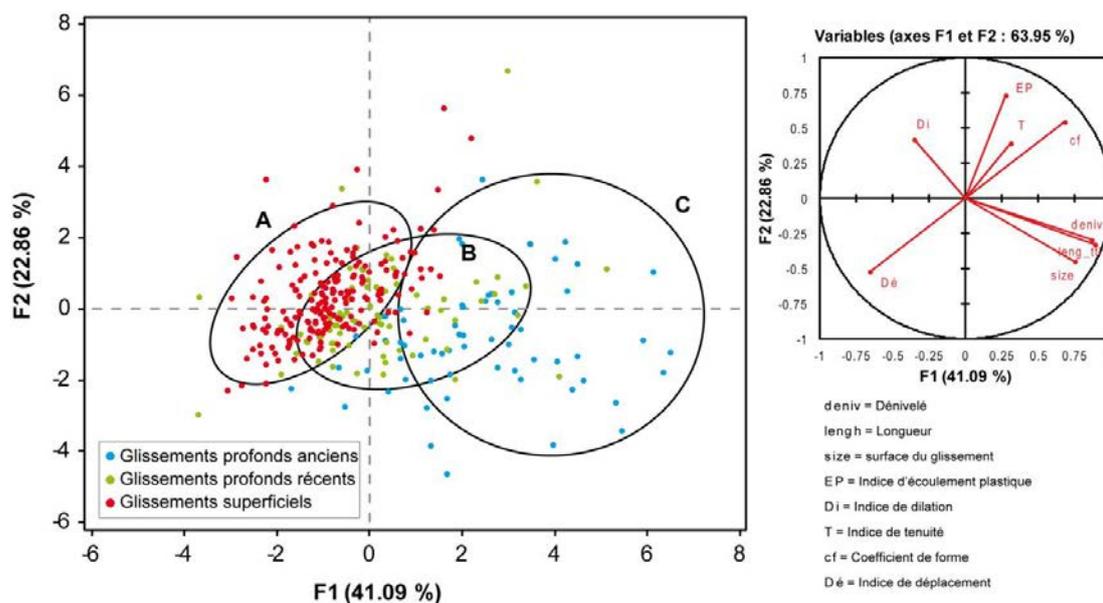
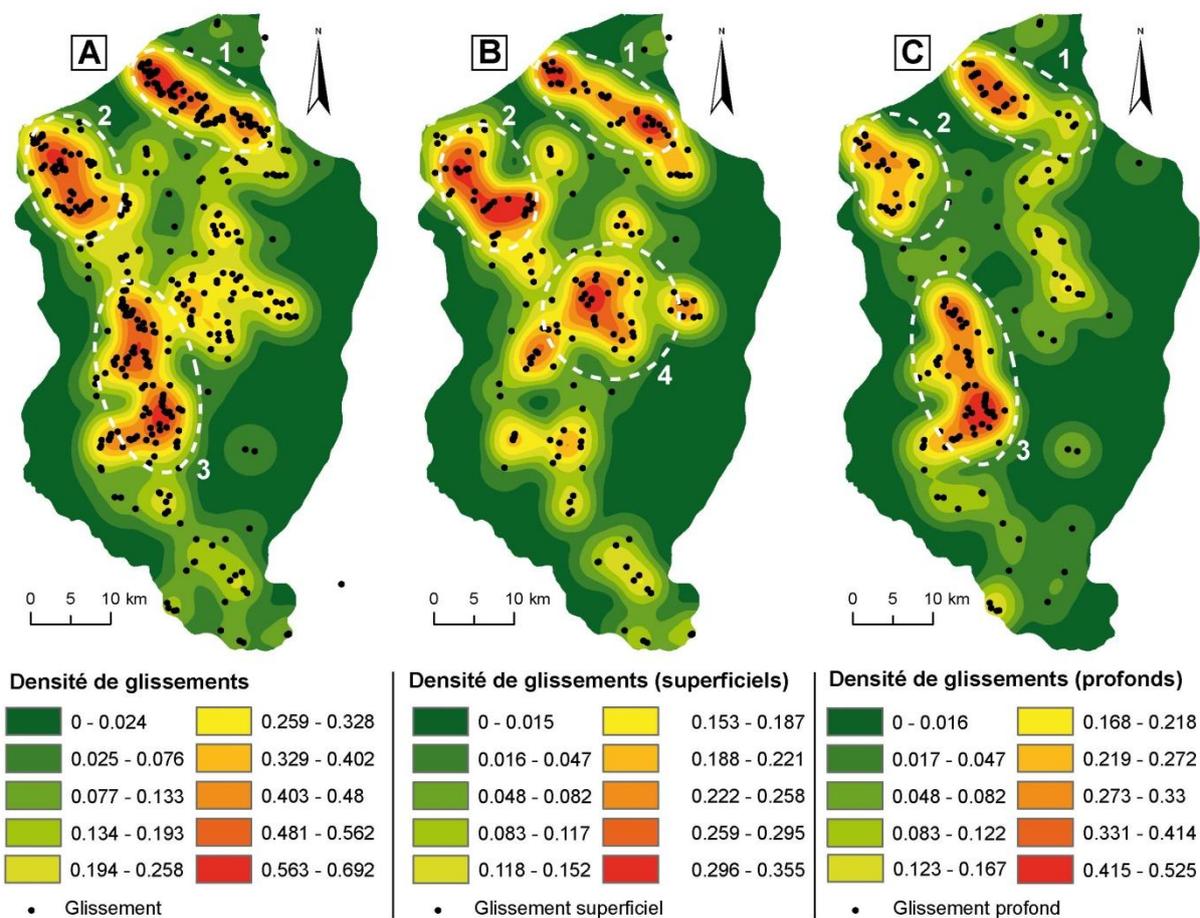


Figure 4.7 : Analyse en composantes principales (ACP) des caractéristiques morphométriques des différents types de glissement de terrain cartographiés par photo-interprétation

4.3.2.2. Analyse spatiale des mouvements de versant

L'analyse de la densité des mouvements de versant constitue généralement un préliminaire à la cartographie de la susceptibilité et de l'aléa. L'analyse de la densité est utilisée pour proposer une vue synoptique de la distribution régionale des mouvements de versant (Guzzetti *et al.*, 2003 ; Reichenbach *et al.*, 2004). À petite échelle, on préfère généralement une représentation sous forme de pixel dans lesquels les densités sont calculées suivant des fenêtres mobiles (densité de "Kernel") (Guzzetti *et al.*, 2000 ; Guzzetti, 2006).

Pour le *Pays d'Auge*, tous types de glissements confondus, trois secteurs caractérisés par une forte densité de phénomènes s'individualisent (Figure 4.8.A). Il s'agit des régions de la basse-vallée de la *Touques* (Figure 4.8.A.1), de la vallée de *l'Ancre* (Figure 4.8.A.2) et de la région de *Livarot* (Figure 4.8.A.3).



(A) densité tous glissements confondus, (B) densité pour les glissements superficiels et (C) densité de glissements profonds. Calcul de la densité par la méthode "Kernel" avec une fenêtre mobile de 5 km et discrétisation suivant la méthode de "Jenks". Les chiffres notés sur les cartes correspondent aux différentes zones citées dans le texte

Figure 4.8 : Cartes des densités de glissements de terrain pour la partie continentale du Pays d'Auge

Dans le cas d'une analyse restreinte uniquement aux glissements superficiels, ce schéma général tend à être légèrement modifié, avec des densités de phénomènes toujours importantes dans les régions de la basse vallée de la *Touques* et de la vallée

de *l'Ancre* (Figure 4.8.B.1 et Figure 4.8.B.2). La région de *Livarot* se caractérise par une densité moindre de phénomènes au profit de la dépression de *Lisieux* (Figure 4.8.B.4).

Enfin, pour les glissements profonds, les densités les plus fortes observées se concentrent principalement dans la région de *Livarot* et sur la partie aval de la basse vallée de la *Touques* (Figure 4.8.C.1 et 4.8.C.3). La vallée de *l'Ancre* s'individualise bien au niveau régional, même si on y observe des densités de phénomènes légèrement moins élevées (Figure 4.8.C.2).

4.4. Inventaire des mouvements de versant à échelle locale

L'inventaire géomorphologique de terrain constitue la forme la plus aboutie de la cartographie des mouvements de versant. Ceci permet notamment d'observer des formes et microformes de relief subtiles difficilement identifiables sur des images aériennes et/ou autres outils issus de la télédétection. Ces inventaires sont généralement plus complets que les inventaires réalisés "à distance" avec les moyens de la télédétection/photo-interprétation et des campagnes de validation limitées sur le terrain (Galli *et al.*, 2008).

Les inventaires de terrain peuvent être associés à une cartographie géomorphologique et/ou morphodynamique afin d'obtenir également des informations sur le contexte géomorphologique local dans lequel se produisent les glissements. Cependant, du fait des moyens techniques et des lourdes campagnes de terrain imposés par la démarche géomorphologique, ces inventaires ne sont généralement réalisés que sur des superficies limitées.

4.4.1. Deux sites d'étude retenus

Dans le cadre de cette thèse, deux sous-secteurs représentatifs du *Pays d'Auge* ont été sélectionnés afin de mener ces inventaires. Ces deux secteurs représentent 85 km² pour la basse vallée de la *Touques* et 45 km² pour la région *Livarot Nord*. Ces deux secteurs ont été sélectionnés selon plusieurs critères en interrelation :

- (1) **les données disponibles**, à la fois sur la localisation préalable de phénomènes (données historiques), mais également sur la disponibilité de données complémentaires sur les facteurs de prédisposition et de déclenchement (par anticipation de la cartographie de la susceptibilité) ;
- (2) **des contextes géomorphologiques contrastés** ;
- (3) **l'accessibilité aux sites d'étude**.

4.4.1.1. La basse vallée de la Touques : site d'étude principal

La région de la basse vallée de la *Touques* constitue le secteur principal de cette recherche (Figure 4.9). Il est localisé en partie nord du *Pays d'Auge*, à proximité des villes de *Pont-l'Evêque* et de *Deauville*. Il se caractérise par une multitude de petits sous-bassins, affluents de la *Touques* aux pentes modérées à élevées. Il est représentatif de la géologie et de la topographie régionale, notamment des spécificités du nord *Pays d'Auge*, développées dans le chapitre 2.

Ce site est d'un intérêt particulier, notamment du fait de la disponibilité de plusieurs études antérieures sur les mouvements de versant (plans ZERMOS et POS-ZERMOS), ainsi que de nombreuses données disponibles (notamment données sur les sous-sol) acquises durant les phases de construction de l'autoroute A13, passant à proximité directe du site d'étude.

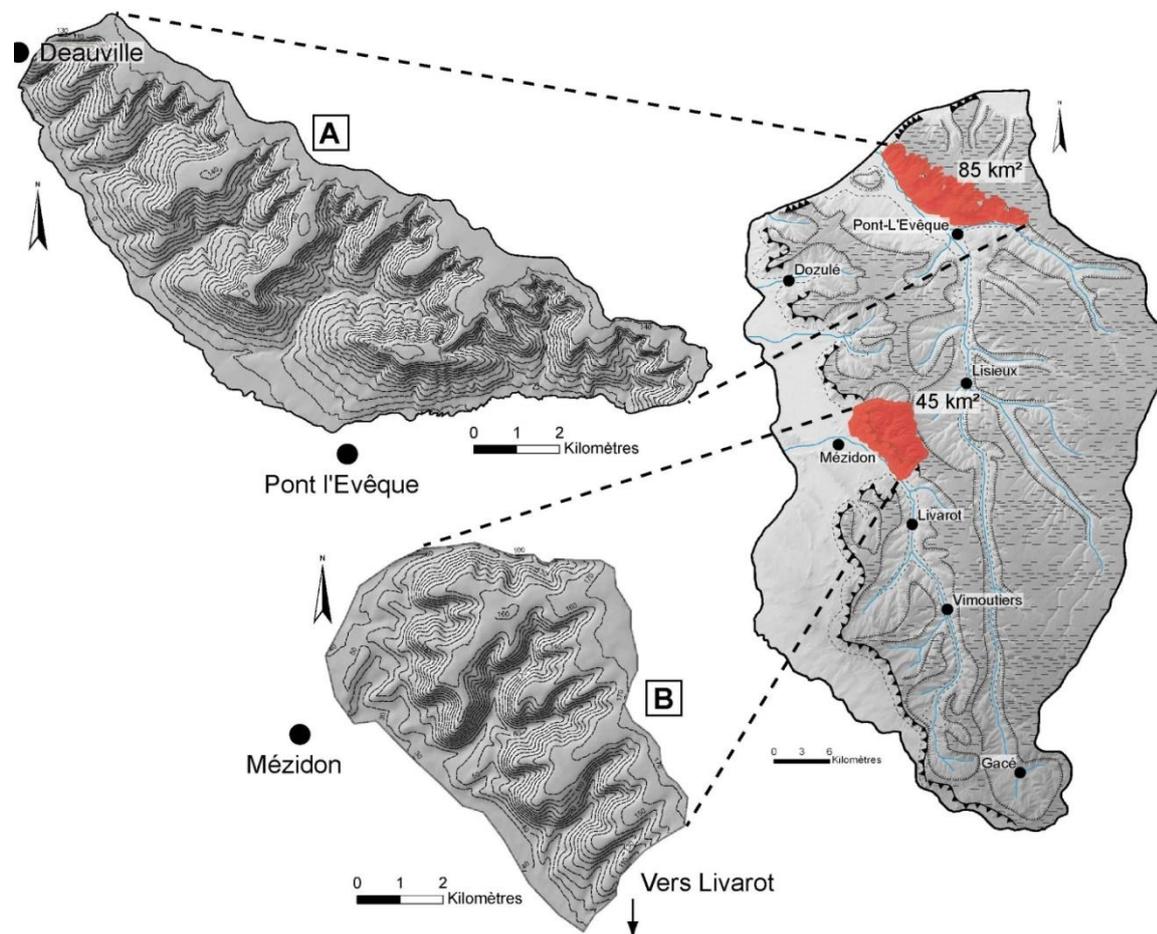


Figure 4.9 : Localisation des deux sites d'étude retenus pour l'inventaire détaillé des mouvements de versant

4.4.1.2. La région de livarot

Le site secondaire de cette recherche est localisé dans un contexte géomorphologique différent, cherchant ainsi à constituer un environnement représentatif du front de cuesta évoqué dans le chapitre 2. Ce secteur est situé au nord de la ville de *Livarot* et à l'est de *Mézidon*. Le site appartient à la cuesta du *Pays d'Auge*, constituant un vaste talus largement festonné par de nombreux petits sous-bassins affluents de la *Vie*.

Pour ce secteur d'étude, comme pour l'ensemble du reste du *Pays d'Auge*, peu de données antérieures à ce travail sont disponibles. La localisation des mouvements de versant n'est pas connue dans le détail. De même, les données sur le sous-sol sont éparpillées et peu de sondages ont été réalisés dans la région. Le choix de ce secteur a donc plutôt été orienté par son accessibilité (secteur peu urbanisé notamment) et par la survenance de mouvements de versant importants ayant été étudiés dans le cadre de la caractérisation détaillée de phénomènes de référence évoquée dans le chapitre 3.

4.4.2. Cartographie morphodynamique

La cartographie morphodynamique constitue une étape importante de l'analyse des mouvements de versant permettant d'alimenter la réflexion et la connaissance experte sur le lien entre les processus de mouvement de versant et le contexte géomorphologique dans lequel surviennent les phénomènes.

Cette démarche s'inscrit dans un objectif de cartographie expert de la susceptibilité/aléa. Mais les données peuvent également être utilisées dans des démarches de cartographie quantitative de la susceptibilité (van Westen *et al.*, 2003).

4.4.2.1. Principes généraux de cartographie

Les principes généraux de la cartographie morphodynamique, concernant notamment l'identification des formes sur le terrain, ont été évoqués dans le chapitre 3. Cependant, d'une échelle à l'autre, ces principes peuvent légèrement varier. Ainsi, plusieurs points venant en complémentarité avec les principes exposés précédemment méritent d'être abordés.

Aucun consensus n'existe sur la cartographie morphodynamique. La démarche proposée est issue de plusieurs systèmes cartographiques, et s'inspire largement des travaux de Thiery (2007), étant eux-mêmes inspirés de Tricart (1971) ; Augier & Flageollet (1992) ; Guérémy & Marre (1996) ; Joly (1997). Il s'agit d'une méthode hybride combinant :

- (1) le **système "Strasbourgeois"**, (Augier & Flageollet, 1992) pour sa démarche résolument orientée sur la description des mouvements de versant et du caractère dynamique des différentes entités géomorphologiques (système de production des formes de relief) ;
- (2) le **système "Champenois"**, (Guérémy & Marre, 1996) pour son mode de représentation efficace, définissant une couleur par processus morphogénique, couplée à un système de dégradé caractérisant l'âge estimé des formes/processus.

Au-delà de la simple description des phénomènes de mouvements de versant et des processus morphogéniques, les formes générales du relief sont également cartographiées et distinguent :

- les formes structurales (ruptures de pente, glacis topographies, replats, etc.) ;
- les formes liées à l'hydrologie (forme des cours d'eau sources, plaine d'inondation, etc.) ;
- les formes de solifluxion.

Techniquement, sur le terrain, une approche par sous-ensembles géomorphologiques a été préférée à une approche par grilles. Il s'agit généralement de sous-bassins versants élémentaires et/ou de versants individualisés.

4.4.2.2. Processus morphogéniques

Six types de processus morphogéniques ont été identifiés (Figure 4.10) et sont représentés sur la carte par un jeu de couleurs associées (mouvements de versant, action tempérée, action périglaciaire, action fluviatile, action chimique et action

anthropique). Pour certains, l'état d'activité associé est également référencé et représenté sous la forme d'un dégradé. Ces différents processus morphogéniques et états d'activité sont évalués de manière experte sur le terrain, en lien avec les ressources bibliographiques disponibles, notamment les travaux paléogéographiques de l'Université de Caen Basse-Normandie (Elhaï, 1963 ; Juignet *et al.*, 1967 ; Bertrand, 1967 ; Lautridou, 1970 ; Journaux, 1971 ; Lautridou, 1983 ; Houari, 1996).

- Les mouvements de versant

Les principes de l'identification et de la cartographie morphodynamique des mouvements de versant ont été présentés dans le chapitre 3 (Section 3.3). L'objectif principal de la carte morphodynamique vise à **discerner les glissements inactifs et les glissements actifs**. Pour les phénomènes inactifs, deux classes sont proposées (inactif stabilisé et latent) de même que pour les glissements actifs (actifs continus et actifs intermittents).

La distinction entre les phénomènes inactifs stabilisés et les phénomènes latents ou actifs (intermittents) est relativement aisée, puisque ceux-ci sont caractérisés par des formes de terrain très contrastées.

Pour la différenciation entre les phénomènes actifs continus et intermittents, la distinction apparaît comme nettement plus difficile et laisse ainsi une large part à la subjectivité. Il reste en effet très difficile de déterminer si le phénomène étudié a bien été affecté par des déplacements lors de la dernière année, sans avoir recours à des méthodes de suivi plus détaillées. Cette distinction a tout de même été gardée dans la classification afin d'intégrer une distinction dans la netteté des formes identifiées comme actives.

Plus que l'état d'activité des phénomènes, cette carte morphodynamique cherche à identifier, pour des raisons pratiques, l'âge des phénomènes. Cette distinction de l'âge permet en effet de sélectionner les phénomènes à prendre en compte pour la cartographie de la susceptibilité et de l'aléa. Ainsi, seuls les phénomènes actifs, c'est-à-dire dont le déclenchement est associé à des conditions climatiques similaires aux conditions contemporaines ont été sélectionnés.

- Action tempérée

L'action tempérée est attribuée aux formes de versant récentes (hors mouvements de versant), c'est-à-dire étant façonnées depuis l'Holocène. Il s'agit principalement des versants non perturbés et régularisés par l'érosion hydrique et le colluvionnement (versants rectilignes, glacis topographiques, etc.).

- Action périglaciaire

Par opposition à l'action tempérée, la notation action périglaciaire est attribuée aux versants à la morphologie irrégulière, témoins de l'héritage périglaciaire de la région. Les larges bombements observables sur de nombreux versants (hors formes structurales) sont attribués à des phénomènes de cryoptation massifs interprétés comme étant datés du Weichsélien et/ou de Tardiglaciaire. De même, ces formes de versant peuvent également trouver leur origine dans des dépôts de loess weichséliens (vastes replats topographiques en bas de versant).

Les formes de solifluxion dont les lobes se caractérisent par une forte rythmicité ont été classées en mouvements de versant, même si ceux-ci peuvent trouver leur origine dans des processus périglaciaires.

- Action fluviatile

L'ensemble des formes fluviatiles a été regroupé dans cette catégorie. Il s'agit notamment des dépôts de chenaux, des zones en cours d'incision, ainsi que des dépôts de plaine d'inondation. Ces formes ont été interprétées comme issues de dynamiques holocènes et actuelles. En l'absence d'informations détaillées sur la localisation des paléo-terrasses alluviales dans les secteurs investigués, celles-ci n'ont pas été cartographiées puisqu'étant hors de l'objet d'étude.

- Action chimique

L'action chimique regroupe uniquement la surface et les rebords supérieurs du plateau, caractérisés par une altération progressive de la craie, la transformant progressivement en argile à silex. Ce processus, dont l'initiation est antérieure au Pléistocène, a été considéré comme homogène sur l'ensemble de la période étudiée.

- Action anthropique

Cette catégorie considère notamment les remblais routiers, ferroviaires et urbains étant d'une extension suffisante pour être cartographiés.

Age estimé	Pléistocène	Holocène	Historique	Actuel
Processus / Degré d'activité	Inactif stabilisé	Latent	Actif Intermittent Continu	
Mouvements de versant				
Processus / Degré d'activité	Hérité	Récent	Contemporain	
Action tempérée				
Action périglaciaire				
Action fluviatile				
Action chimique				
Action anthropique				

Figure 4.10 : Légende de la classification des différents processus morphogéniques identifiés et leur gamme de couleur pour la cartographie morphodynamique

4.4.2.3. Structure de la base de données mouvements de versant

Durant les campagnes de cartographie morphodynamique sur le terrain, l'inventaire des mouvements de versant est réalisé avec une attention particulière. Chaque phénomène est ainsi stocké dans une base de données spatialisée contenant de multiples attributs relatifs à leur description.

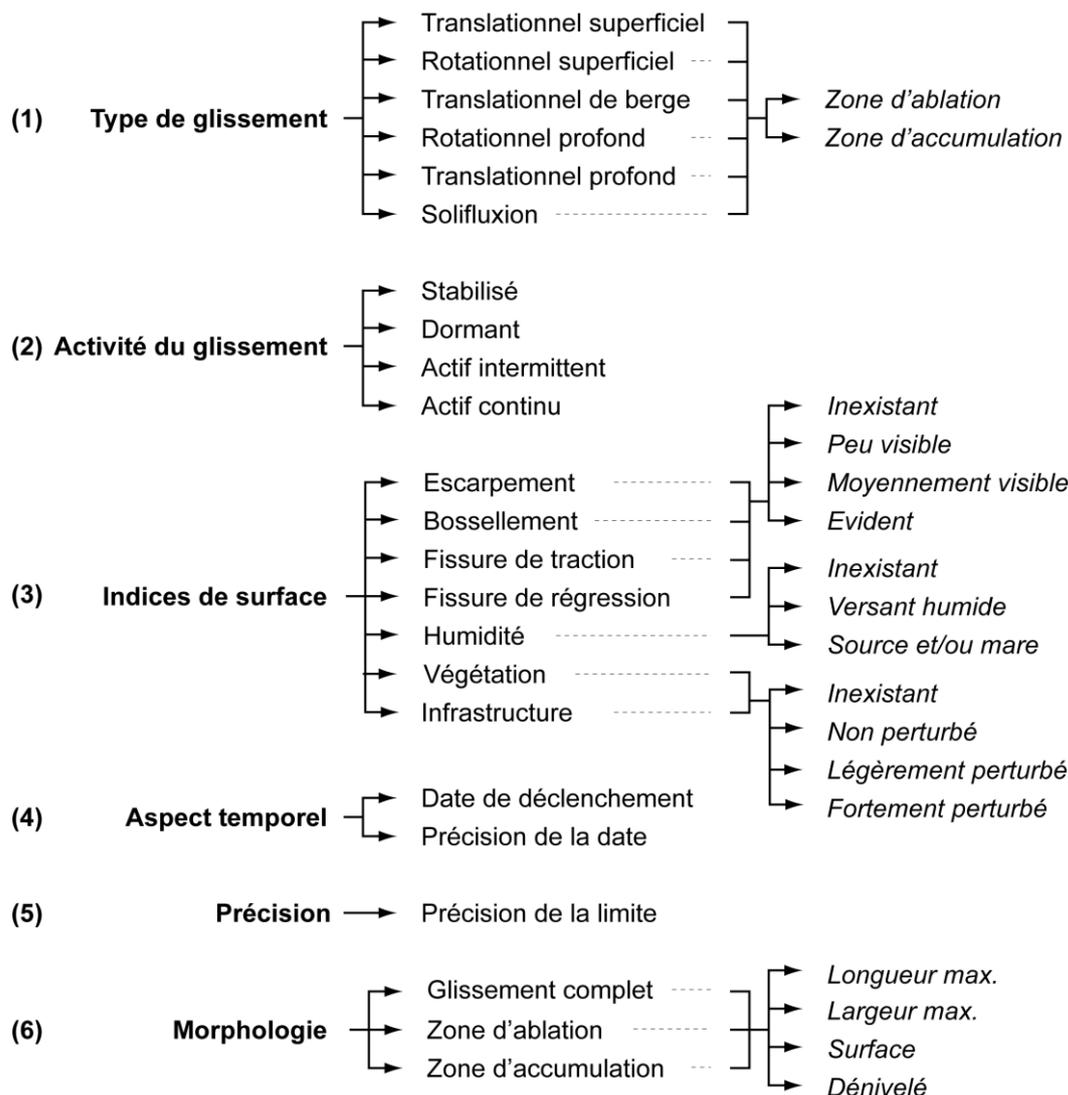


Figure 4.11 : Schéma de la structuration de la base de données des mouvements de versant pour la cartographie à échelle du 1/10.000^{ème}

Ainsi, six thèmes principaux structurent cette base (Figure 4.11) :

- (1) le **type de glissement** est identifié de manière experte sur le terrain suivant la typologie détaillée dans le chapitre 3 (glissement translationnel superficiel, rotationnel superficiel, translationnel de berge, rotationnel profond, translationnel profond et solifluxion) ;
- (2) **l'état d'activité** estimé du glissement (stabilisé, dormant, actif intermittent et actif continu) ;
- (3) afin d'imposer un cadre plus formaliste à la définition de l'état d'activité, la présence ainsi que la visibilité de **plusieurs indices de surface** sont référencées. La visibilité des escarpements, des bombements et des différentes fractures observables est relevée. De même, l'état d'humidité de la zone de glissement ainsi que les éventuels dommages infligés à la végétation et/ou aux infrastructures environnantes sont répertoriés ;

- (4) lorsque celle-ci est disponible et/ou identifiable sur les images aériennes anciennes, la **date de déclenchement** est également renseignée, de même que sa **précision associée** ;
- (5) la **précision des limites** de mouvements de versant peut être plus ou moins difficile sur le terrain. Celles-ci ont donc, de fait, été associées à un indice de confiance ;
- (6) enfin, les **différentes mesures morphométriques** de base décrites dans l'inventaire régional sont également effectuées.

4.4.3. Résultats de l'inventaire

Cette sous-section de présentation des résultats se focalise dans un premier temps sur une brève description de la carte morphodynamique. La seconde partie s'attache à décrire dans le détail des statistiques descriptives concernant les glissements de terrain.

4.4.3.1. Carte morphodynamique

La carte morphodynamique est publiée à l'échelle du 1/10.000^{ème}. Celle-ci, est disponible, réduite à l'échelle du 1/25.000^{ème}, en document hors texte. Un extrait en est également présenté au fil du texte (Figure 4.12).

Cette carte permet de mettre en relation les différents processus observés, se combinant à la fois dans le temps et dans l'espace. On note ainsi l'association fréquente des versants déformés par des processus périglaciaires avec des phénomènes de solifluxion ; eux-mêmes régulièrement affectés par des phénomènes de glissements à dominante superficielle. Les versants exposés au sud, ont plus tendance à montrer des déformations importantes (tous processus confondus), bien que cette considération ne soit pas systématique. Les glissements de terrain sont majoritairement actifs intermittents et actifs. Enfin, la partie ouest du secteur présenté se caractérise par un large glaciaire colluvial, peu affecté par des phénomènes hydrogravitaires.

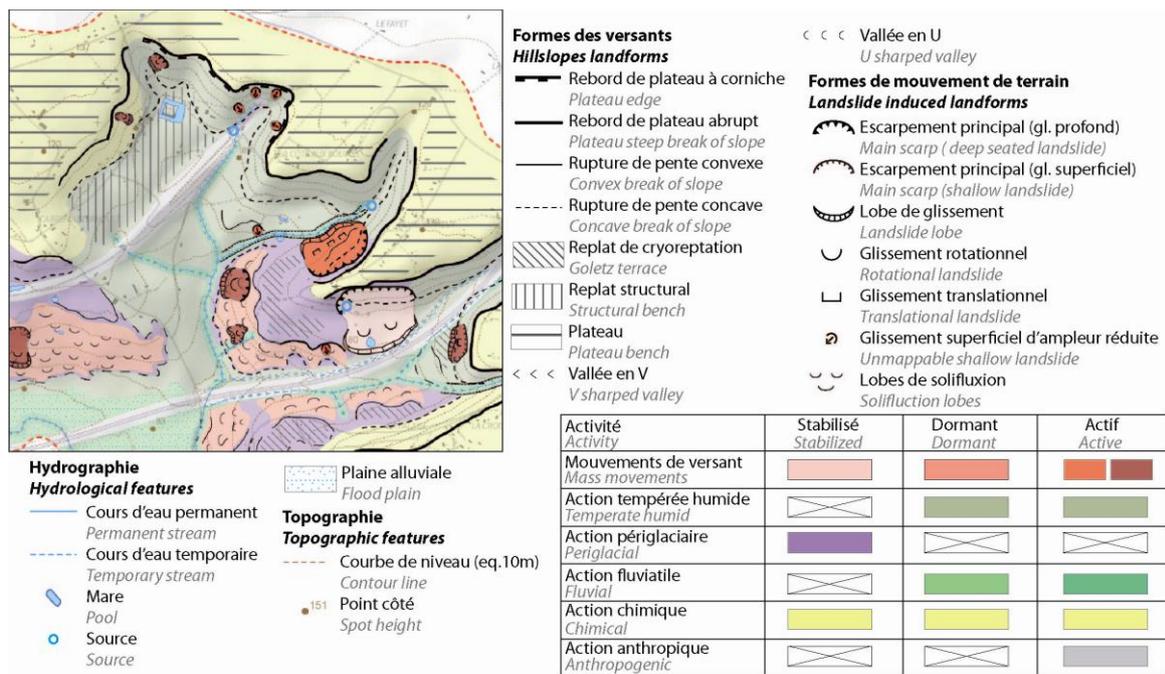


Figure 4.12 : Extrait de la carte morphodynamique au 1/10.000ème de la région de Pont-l'Évêque (in Mercier et al., 2013)

4.4.3.1. Inventaire des phénomènes de mouvements de versant

Les figures 4.13 et 4.14 proposent une vue d'ensemble des deux inventaires réalisés à échelle détaillée, ainsi qu'un zoom illustratif permettant au lecteur d'évaluer l'échelle à laquelle est publié l'inventaire. Visuellement, on note une large dichotomie entre les glissements rotationnels profonds, de grandes tailles, en comparaison avec les glissements superficiels (translationnels et rotationnels) à peine identifiables sur la carte générale.

Sur le plan quantitatif, la proportion entre les différents types de mouvements de versant est assez homogène sur les deux secteurs d'étude (Figure 4.15). Les descriptions suivantes ne traitent que des principales caractéristiques des mouvements de versant inventoriés, les détails peuvent être trouvés dans les figures 4.15, 4.16 et 4.17.

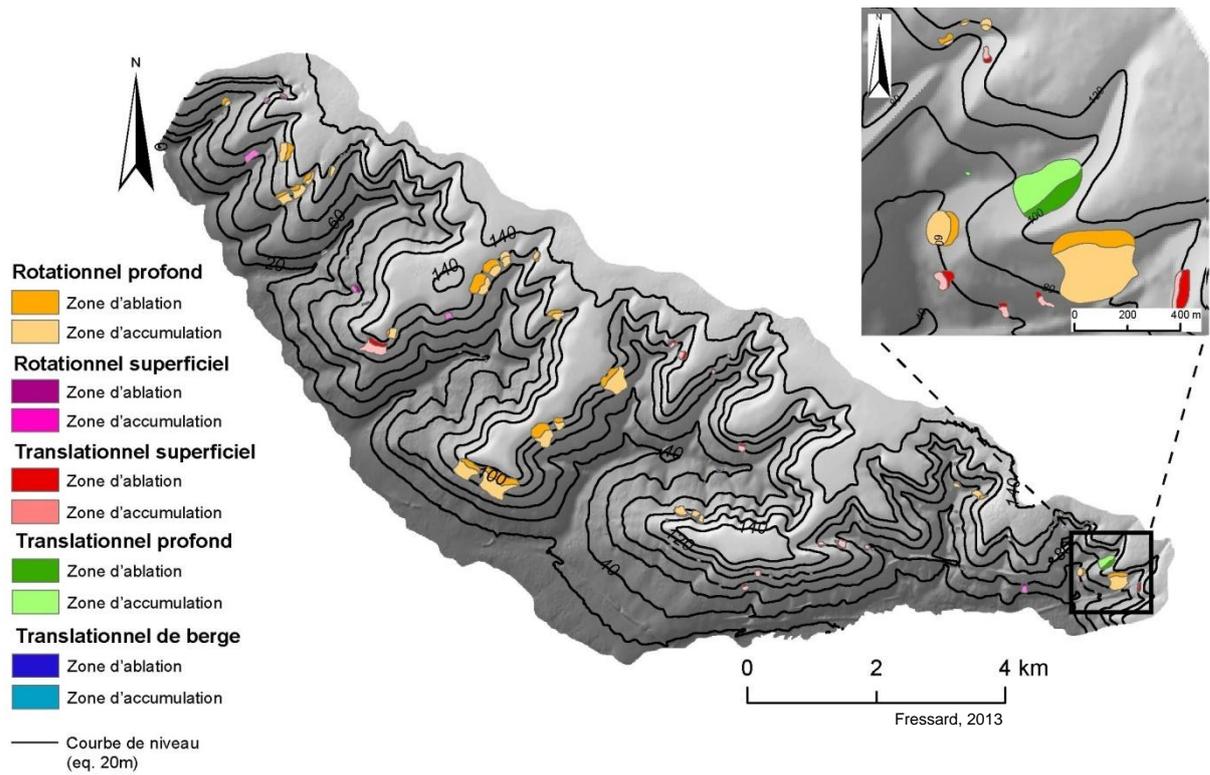


Figure 4.13 : Carte d'inventaire des mouvements de versant sur le secteur de la basse vallée de la Touques et zoom illustratif associé

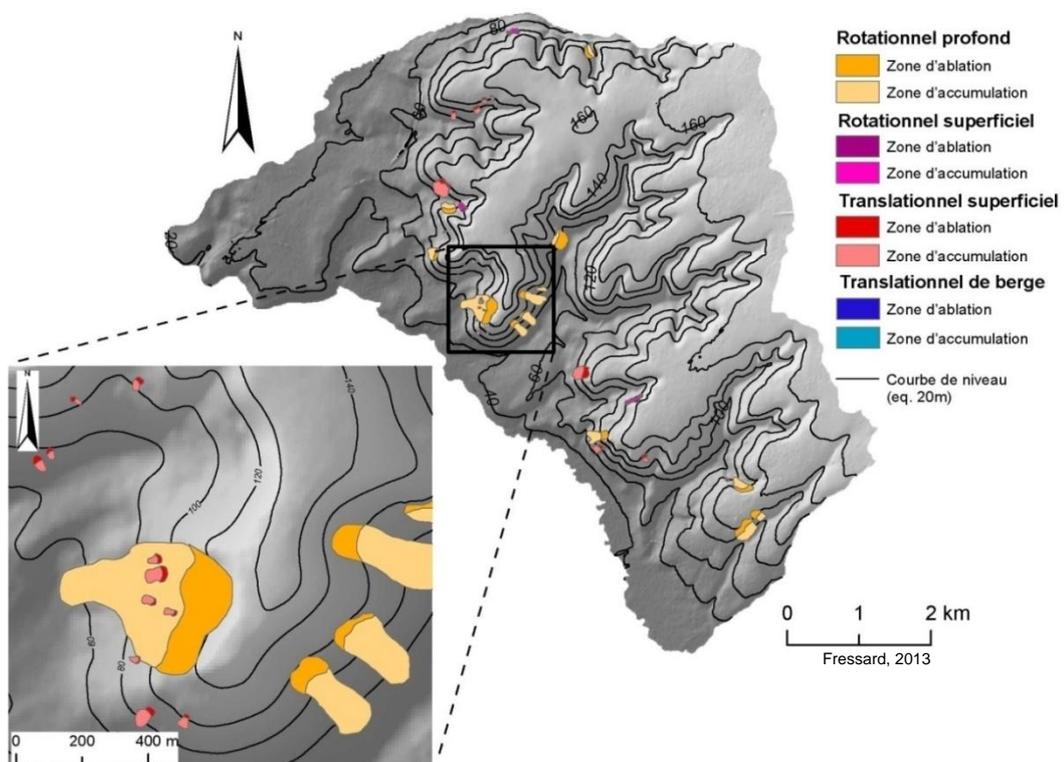


Figure 4.14 : Carte d'inventaire des mouvements de versant sur le secteur de Livarot et zoom illustratif associé

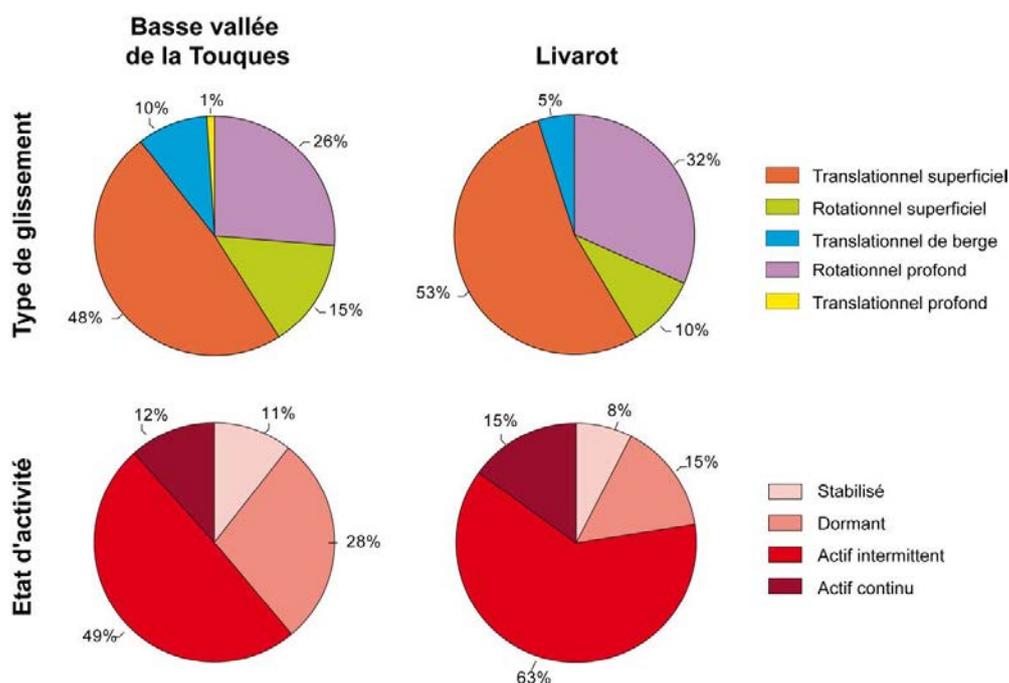


Figure 4.15 : Diagrammes de distribution des différents types et état d'activité de l'ensemble des phénomènes inventoriés par la démarche de cartographie géomorphologique de terrain

- Typologie des phénomènes et distribution fréquentielle

Les **glissements translationnels superficiels** sont les phénomènes les plus courants, avec respectivement 48% des phénomènes inventoriés pour le secteur de la basse vallée de la *Touques* et 53% pour le secteur de *Livarot* (Figure 4.15). Viennent ensuite les glissements rotationnels profonds avec respectivement 26 et 32% des observations. Les glissements rotationnels superficiels représentent 10 à 15% des événements ; les glissements translationnels de berge 5 à 10%. Enfin, un seul phénomène de glissement translationnel profond a été identifié sur le secteur de la basse vallée de la *Touques*, représentant 1% des glissements répertoriés.

D'une manière générale, l'état d'activité des phénomènes est variable, mais concerne majoritairement les phénomènes actifs (continus et intermittents) (4.15). En fonction des sites d'étude, 12 à 15% des phénomènes ont été qualifiés d'actifs. 49 à 63 % sont actifs intermittents, 28 à 15% sont dormants. Enfin, 11 à 8% des phénomènes inventoriés sont stabilisés.

Lorsque l'on ramène l'état d'activité à la typologie des mouvements de versant, d'importantes disparités émergent (Fig.4.16). On note ainsi une nette distinction entre les glissements profonds et superficiels pour l'ensemble des sites. Les glissements translationnels superficiels sont pour 19% actifs et pour 59% actifs intermittents, contre seulement 22% dormants et aucun phénomène stabilisé. Pour les glissements rotationnels superficiels, 78% des événements inventoriés sont actifs intermittents, 5% sont actifs et 17% sont dormants. 27% des glissements translationnels de berge sont actifs, 46% sont actifs intermittents et 27% sont dormants. Enfin, les glissements rotationnels profonds, sont majoritairement stabilisés (31%) ou dormants (38%) (Figure 4.16).

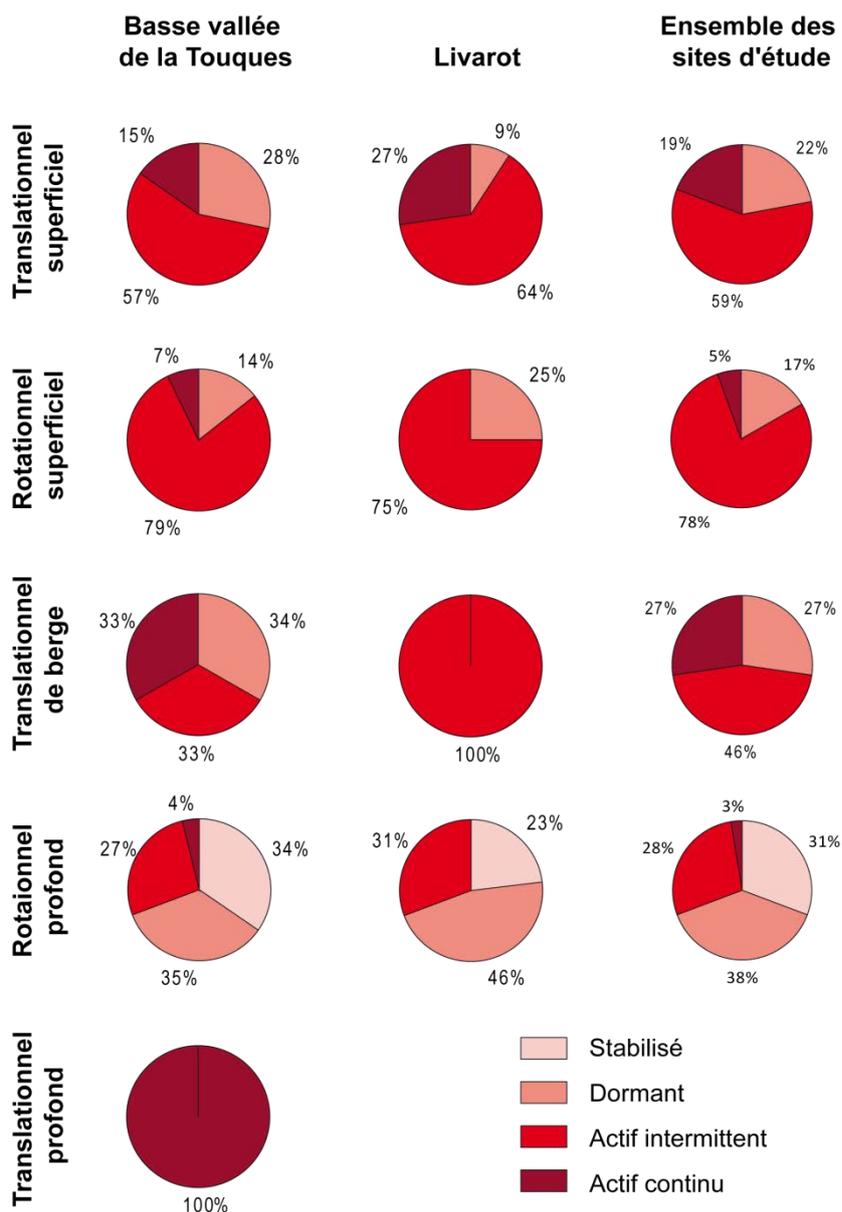


Figure 4.16 : Diagrammes de la distribution de l'état d'activité des phénomènes inventoriés selon leur type, pour les deux secteurs d'études investigués et pour l'ensemble de l'inventaire

- Morphométrie des mouvements de versant

La figure 4.17 présente les principales caractéristiques morphométriques des glissements de terrain inventoriés. Celles-ci permettent une nette différenciation entre les phénomènes profonds et superficiels.

La taille moyenne des glissements profonds se situe à 4,1 hectares. Quelques valeurs extrêmes tendent à tirer cette moyenne vers le haut. Ainsi, 70% des phénomènes ont une superficie inférieure à 4 hectares, dont 40% compris entre 2 et 4 hectares. Ce sont des glissements en moyenne assez longs (191 mètres) et larges (193 mètres). Les valeurs de dénivelé sont bien réparties dans la série avec des valeurs hautes en comparaison avec les glissements superficiels, s'échelonnant entre 5 et 60 mètres pour une moyenne à 28 mètres.

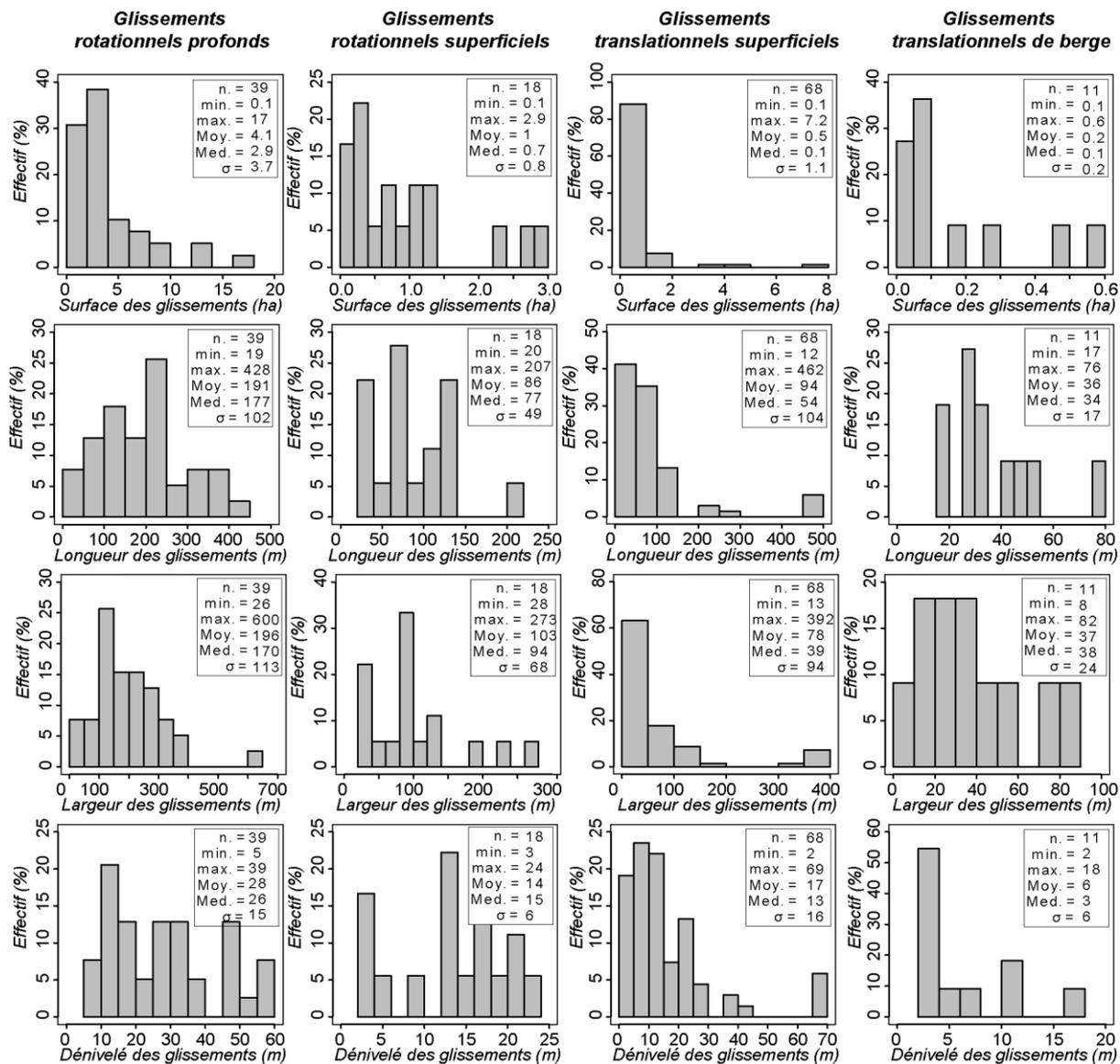


Figure 4.17 : Histogrammes de la distribution des principales caractéristiques morphométriques des glissements selon les quatre types définis

Les glissements superficiels (translationnels, rotationnels et translationnels de berge) sont de taille beaucoup plus modeste (entre 0.2 et 1 hectare en moyenne). Là encore, quelques valeurs extrêmes tendent à tirer la moyenne vers le haut, notamment pour les glissements translationnels et rotationnels. Ces types de glissements sont également courts, avec des longueurs et largeurs mesurées n'excédant que rarement la centaine de mètres. Les dénivelés sont également plus faibles, de 6 à 17 mètres en moyenne.

- Analyse spatiale des mouvements de versant

Pour l'analyse de la densité de mouvements de versant à grande échelle, l'analyse par unité de pente est généralement préférée (Guzzetti, 2006). Cette méthode repose sur une partition du terrain en différents ensembles dont la délimitation est basée sur la morphologie de réseau de drainage du terrain d'étude. Cette partition du terrain en différentes unités morphologiques peut être réalisée manuellement ou

automatiquement. La seconde méthode repose sur l'analyse du modèle numérique de terrain (MNT) selon la méthode proposée par Carrara (1988), Carrara *et al.* (1991) et Marchesini *et al.* (2012).

Cette méthode permet une représentation des densités de phénomènes en lien avec la morphologie du terrain et la configuration topographique du terrain d'étude, au contraire des densités statistiques (par ex. les densités de "Kernel").

Puisqu'elles sont délimitées par des frontières morphologiques, les unités de pente permettent d'éviter les problèmes inhérents aux méthodes statistiques, présentant parfois des densités de phénomènes élevées dans des zones sans glissement, mais proches des zones affectées, sans relation géomorphologique (exemple de la surface du plateau pouvant être cartographiée en densité haute si elle est proche de secteurs affectés par des mouvements de versant). Ce problème, peu significatif à petite échelle, constitue une limite majeure à grande échelle (Guzzetti *et al.*, 2000).

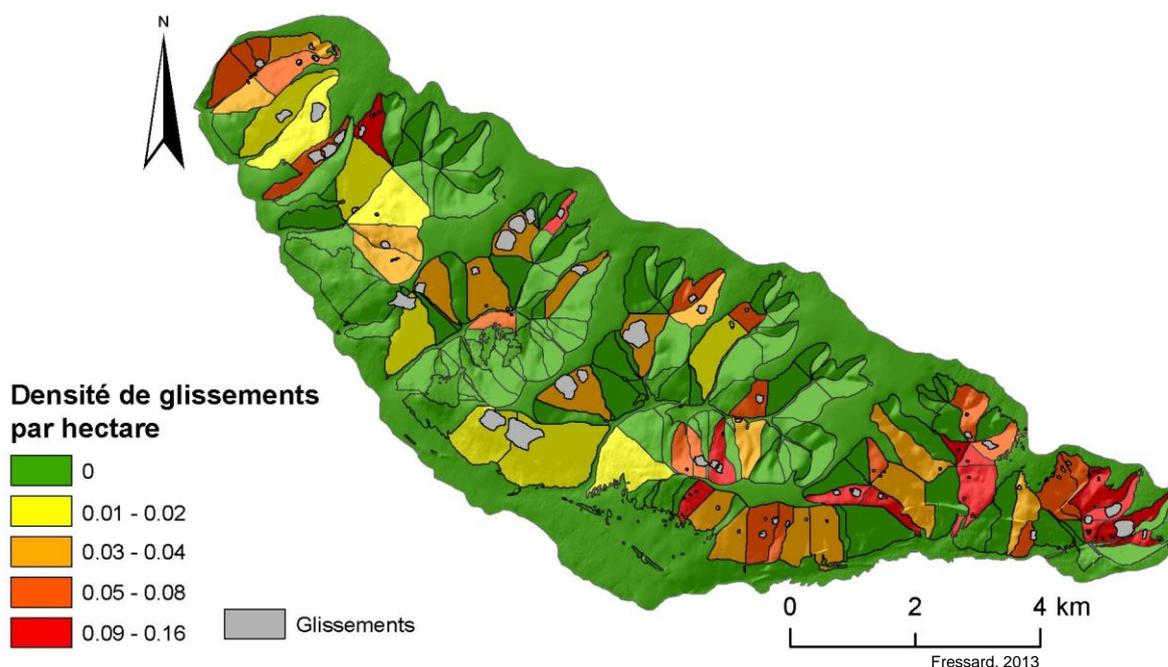


Figure 4.18 : Carte de la densité de mouvements de versant par hectare suivant les unités de pente ("slope units") pour le secteur de la basse vallée de la Touques

Du fait des larges variations dans la taille des glissements inventoriés, une approche par densité de phénomènes à l'hectare (au sein des unités de pente) a été sélectionnée, plutôt que la plus traditionnelle méthode de la surface de glissement par unité de pente (Galli *et al.*, 2008).

Pour le secteur de la basse vallée de la *Touques*, l'analyse des densités ne montre pas de structuration spatiale claire des phénomènes (Figure 4.18). Les densités sont légèrement plus importantes pour la partie sud et la partie extrême nord du secteur d'étude.

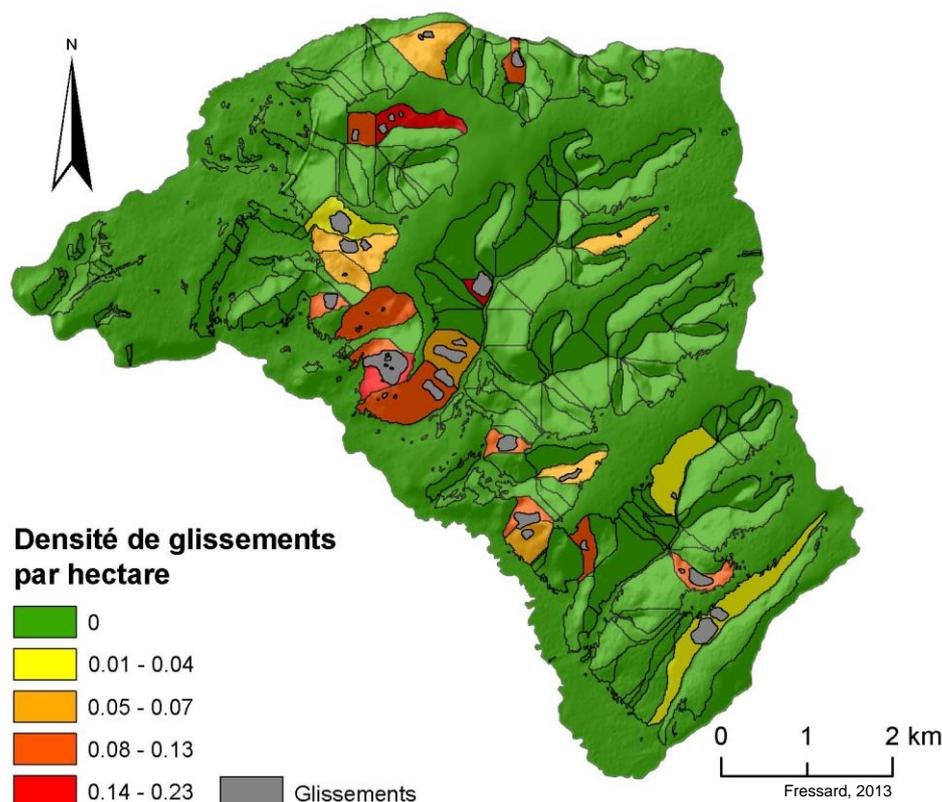


Figure 4.19 : Carte de la densité de mouvements de versant par hectare suivant les unités de pente (“slope units”) pour le secteur de Livarot

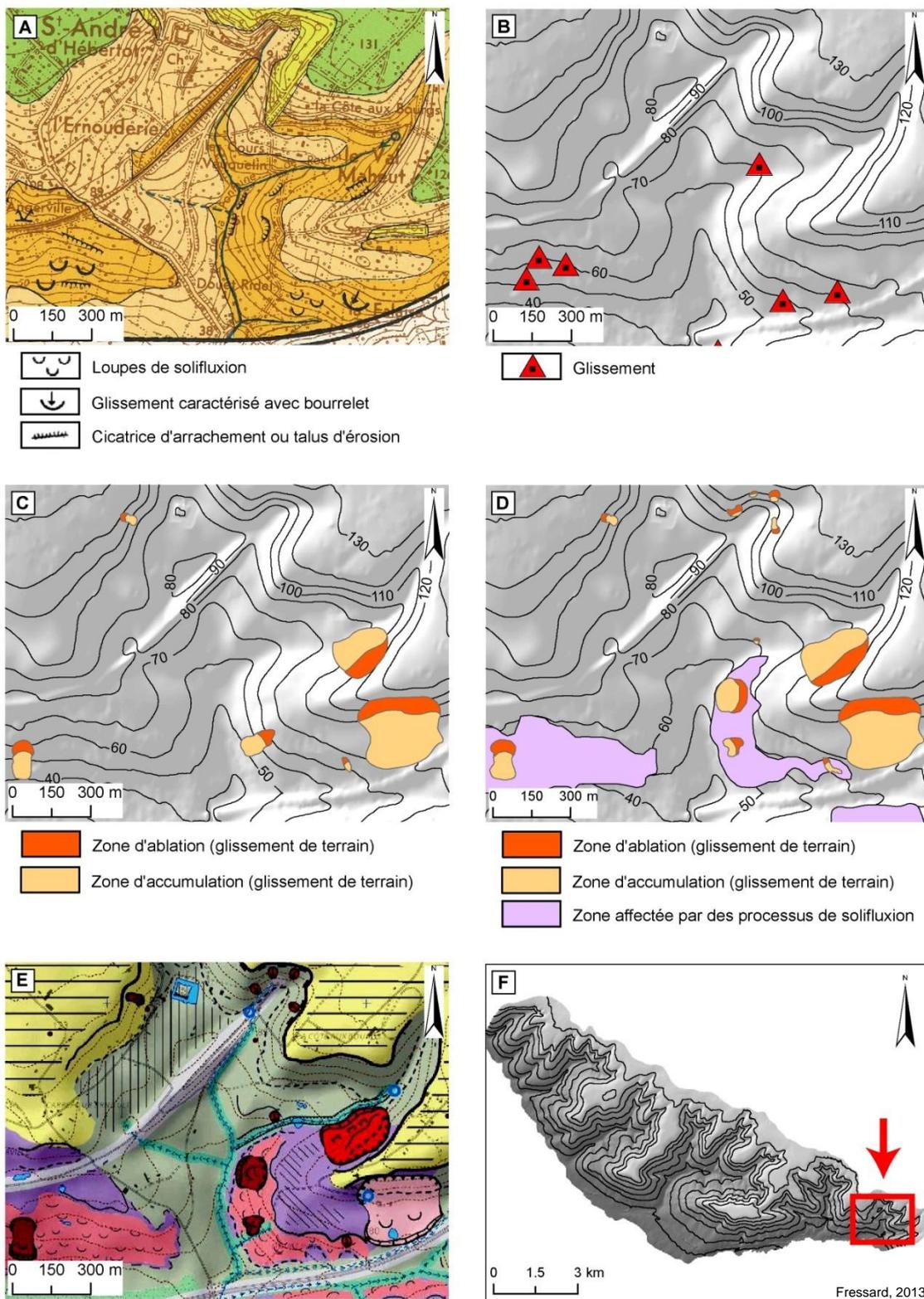
Pour le secteur de *Livarot* (Figure 4.19), une large majorité des glissements se concentre sur un faible nombre d’unités de pente. Ils sont majoritairement localisés sur le talus. Les glissements apparaissent ainsi plus concentrés, sur des espaces réduits avec l’apparition de quelques phénomènes emboîtés. Ainsi, de nombreux versants et vallons secondaires sont exempts de glissements, au contraire de la basse vallée de la *Touques*, qui montre une structure spatiale plus homogène dans la distribution des phénomènes.

4.5. Comparaison des inventaires

Les inventaires de terrain sont considérés comme substantiellement complets ou exhaustifs (Malamud *et al.*, 2004). Ainsi, une analyse comparative est possible avec les données disponibles et l’inventaire réalisé par photo-interprétation. Ceci permet d’évaluer l’exhaustivité de ces inventaires de manière qualitative et quantitative.

4.5.1. Comparaison qualitative des inventaires

Dans la BDMvt, il existe certaines erreurs d’interprétation des documents, inhérents à un travail synthétique sur une vaste superficie. La figure 4.20, centrée sur une partie du secteur d’étude de la basse vallée de la *Touques*, illustre bien ce problème. Dans le report de la carte ZERMOS, les lobes de solifluxion sont identifiés comme des glissements de terrain.



(A) Carte ZERMOS ; (B) BDMvt ; (C) inventaire par photo-interprétation ; (D) inventaire terrain ; (E) carte morphodynamique et (F) localisation de l'extrait proposé

Figure 4.20 : Extraits de cartes illustrant les différents types d'inventaires de mouvements de versant pour une analyse visuelle des disparités

A contrario, les “*cicatrices d'arrachement*”, bien caractéristiques de glissements sont omises de la base de données. Du fait de la nature ponctuelle de la représentation cartographique sélectionnée, il est également difficile de déduire l'extension spatiale des phénomènes.

Lors des inventaires menés dans le *Pays d'Auge* par photo-interprétation, **quatre types d'erreurs majeures** ont été identifiées :

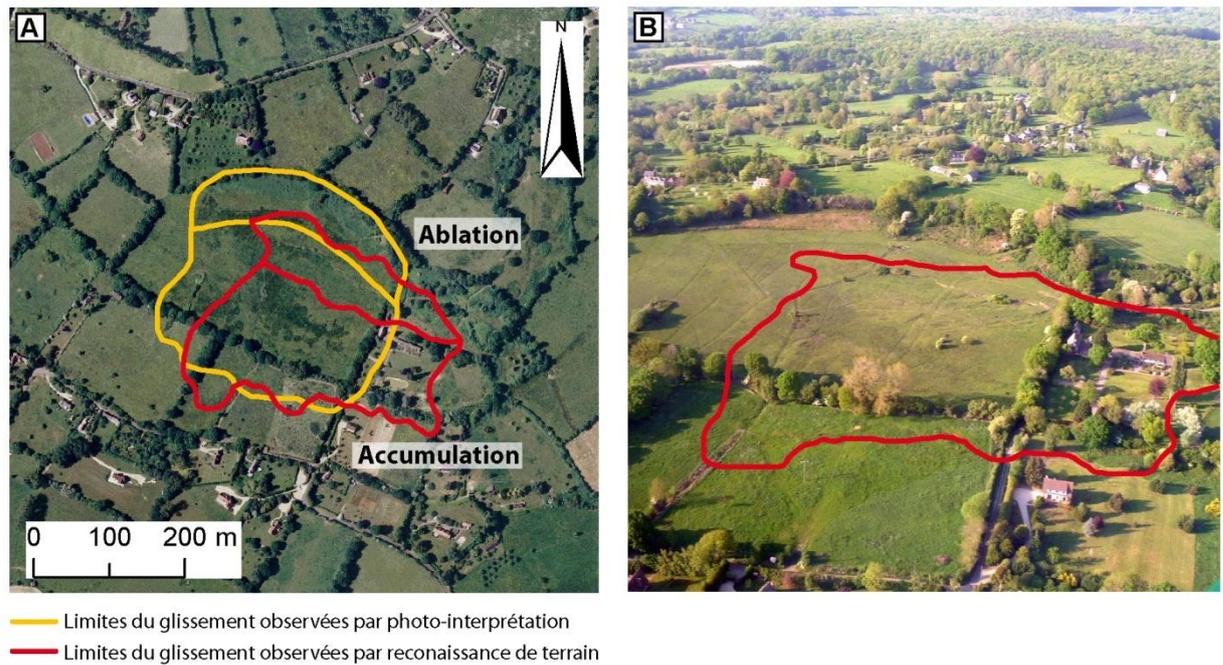
- (1) des erreurs de la cartographie des limites de phénomènes (Figure 3.21) ;
- (2) des phénomènes existants mais non visibles sur les images aériennes ;
- (3) des erreurs dans la définition du type de phénomène ;
- (4) des erreurs d'interprétation ou confusion avec un autre objet géomorphologique (escarpement structural, talus, etc.) (Figure 3.22).

Les erreurs de positionnement des archives (par ex. la BDMvt) peuvent également induire le cartographe en erreur si ces données sont utilisées comme base ou comme *proxy* dans la démarche de photo-interprétation. Si des phénomènes inexistantes ou mal cartographiés sont présents dans la base de données, ce dernier va avoir tendance à relever des indices très discrets, parfois peu pertinents afin de replacer le phénomène dans un rayon acceptable.

L'inventaire de terrain est considéré comme substantiellement complet (Malamud *et al.*, 2004) mais, là encore des erreurs, même moindres peuvent émerger en raison :

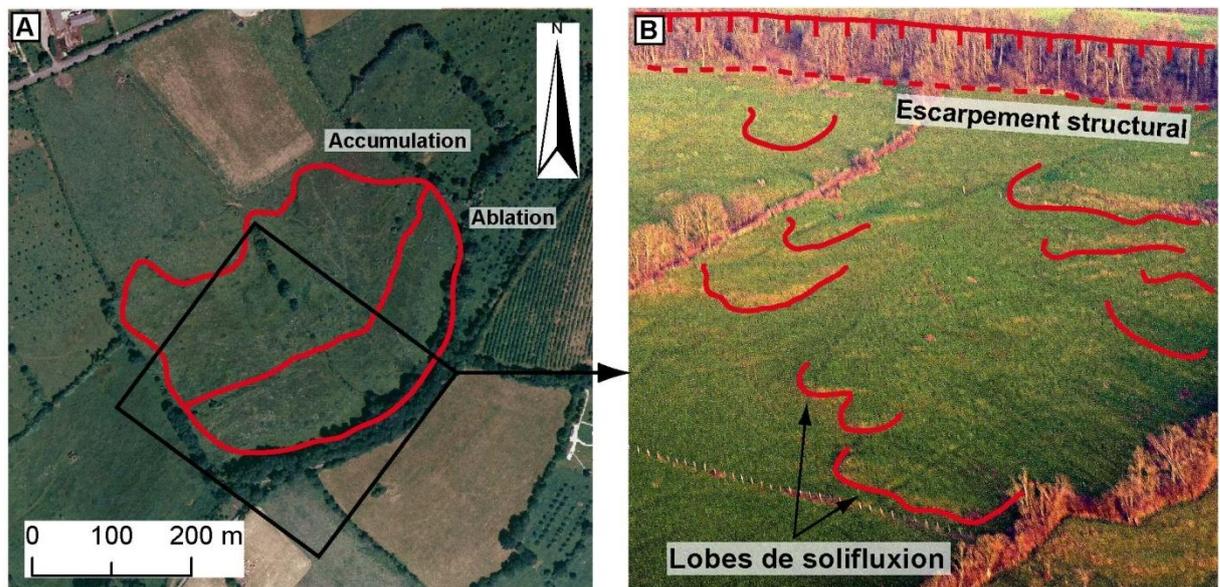
- (1) de la difficulté d'identifier certains phénomènes, notamment très anciens dus à l'atténuation de leurs formes par l'érosion ;
- (2) des problèmes d'accessibilité du terrain (roncier, couvert végétal dense/propriété privée).

Enfin, les démarches de terrain permettent d'accompagner les inventaires avec la cartographie morphodynamique. Celle-ci permet de replacer les phénomènes observés dans un contexte géomorphologique plus global, étant d'une aide importante en cas d'ambiguïté dans l'observation des phénomènes, limitant ainsi les erreurs d'interprétation.



(A) interprétation sur l'image aérienne de l'IGN et (B) limites du glissement définies sur le terrain

Figure 4.21 : Exemple de discordance entre la délimitation d'un glissement par photo-interprétation et par approche terrain



(A) interprétation sur les images aériennes de l'IGN et (B) morphologie observée sur le terrain

Figure 4.22 : Exemple d'erreur d'interprétation en "glissement" d'un versant affecté par un phénomène de solifluxion

4.5.2. Analyse comparative quantitative des inventaires

Pour l'analyse comparative quantitative, la carte ZERMOS a volontairement été écartée du fait (1) de son intégration à la BDMvt et (2) de sa présence sur un seul des deux sites d'étude, ne permettant pas une analyse synthétique globale. Pour l'inventaire de référence (inventaire terrain), la typologie a été simplifiée dans le but de correspondre à la classification par photo-interprétation.

Les figures 4.23 et 4.24 proposent une comparaison du nombre de glissements identifiés dans chacun des trois inventaires disponibles pour les deux sites d'étude (basse vallée de la *Touques* et *Livarot*). Il est ainsi possible d'identifier de larges disparités dans le nombre de phénomènes inventoriés. La BDMvt recense 149 glissements, l'inventaire par photo-interprétation en recense 60 (dont 21 glissements profonds et 39 glissements superficiels) alors que l'inventaire terrain permet d'en identifier 137 (dont 39 glissements profonds et 97 glissements superficiels tous types confondus).

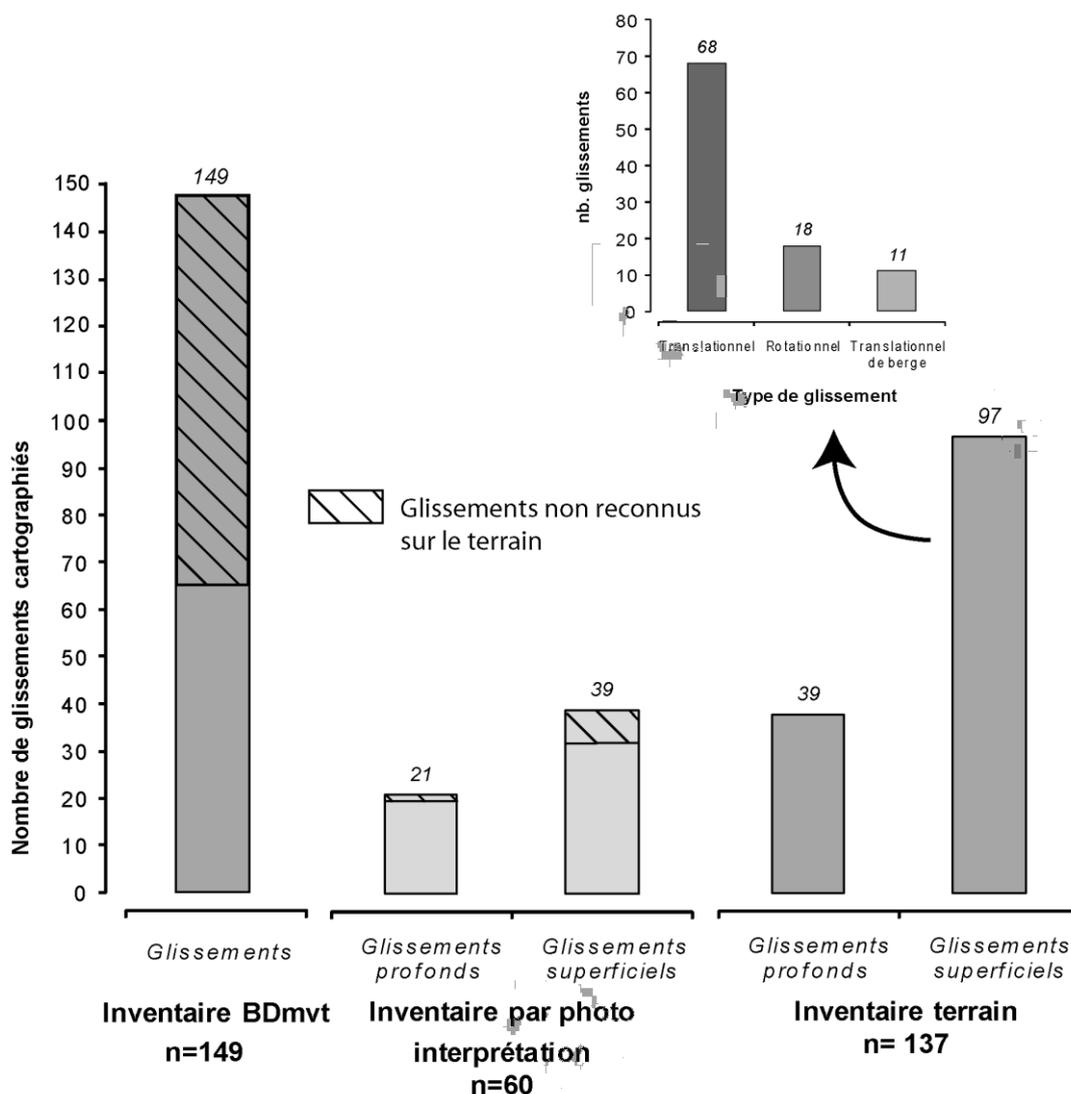


Figure 4.23 : Histogrammes comparatifs du nombre de glissements identifiés par photo-interprétation et par inventaire de terrain

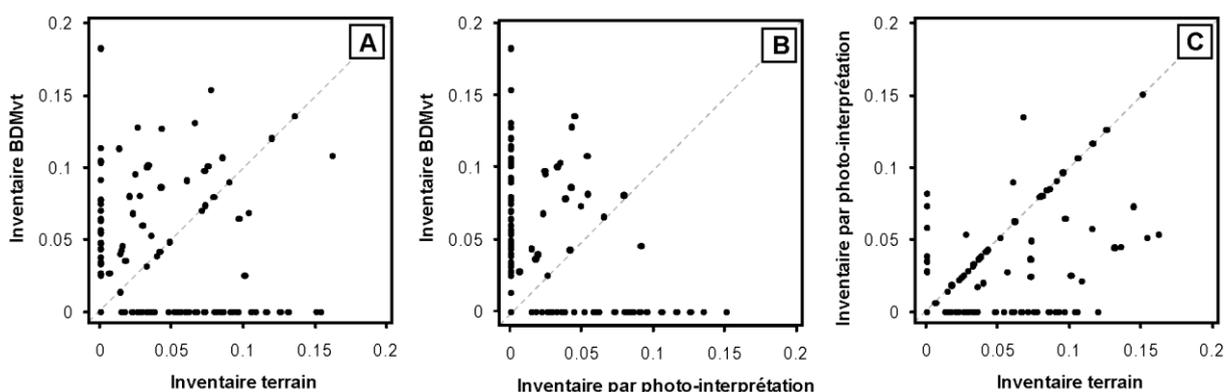
Dans le cas des inventaires BDMvt, plusieurs phénomènes n'ont pas été retrouvés lors des campagnes de terrain. Pour la BDMvt, ceci s'explique par :

- (1) la présence de nombreux doublons dans la base de données, que seules des campagnes de terrain peuvent, *a priori*, révéler ;
- (2) des erreurs de restitution cartographique dans la construction de la base de données (exemple de la carte ZERMOS citée dans la sous-section précédente) ;
- (3) des informations erronées et/ou un mauvais positionnement des phénomènes (dans le cas de phénomènes identifiés par les questionnaires communaux par exemple) ;
- (4) plus rarement, l'estompage des formes par l'érosion ou le comblement/terrassement pour les besoins de la construction ou par les exploitants agricoles en vue de l'utilisation des terres.

Ainsi, 54% des phénomènes inventoriés peuvent être considérés comme des “*erreurs cartographiques*”. Une fois ces erreurs corrigées, il est possible d'évaluer le taux d'échec à 50% (proportion de glissements non reconnus dans l'inventaire de référence).

De même, neuf phénomènes cartographiés sur la base des images aériennes ne sont pas retrouvés sur le terrain. Ceci s'explique exclusivement du fait d'erreurs de photo-interprétation. Pour cet inventaire, on peut estimer l'erreur cartographique à 15% et le taux d'échec à 44%.

Les unités de pente constituent également une base intéressante pour la comparaison des inventaires, permettant d'intégrer la dimension spatiale à cette analyse quantitative. Ainsi, pour l'ensemble des unités de pente des deux secteurs étudiés, la densité de glissements a été calculée pour chacun des trois inventaires. Un système de comparaison par paire permet ensuite l'évaluation des concordances/discordances (Figure 4.24).



(A) Comparaison entre l'inventaire BDMvt et l'inventaire terrain, (B) comparaison entre l'inventaire BDMvt et l'inventaire par photo-interprétation et (C) comparaison entre l'inventaire par photo-interprétation et l'inventaire terrain

Figure 4.24 : Comparaison de la densité de glissements dans chaque unité de pente pour les secteurs de la basse vallée de la Touques et de Livarot

On note ainsi de très larges divergences entre la BDMvt et les deux inventaires réalisés dans cette étude (Figure 4.24 A et B). Les unités de pente montrant une bonne correspondance sont rares, et une forte proportion de celles-ci est caractérisée par des densités faibles à moyennes pour l'un et nulles pour l'autre. D'une manière générale, la BDMvt tend à proposer des densités plus élevées que les autres inventaires, preuve d'une discordance, dans le nombre de glissements identifiés comme dans leur localisation.

Les inventaires par photo-interprétation et de terrain montrent un degré de correspondance plus important (Figure 4.24 C). Bon nombre d'unités de pente se caractérisent par des densités équivalentes, preuve d'une bonne superposition. De nombreuses unités de pente se caractérisent tout de même par des valeurs élevées pour l'inventaire terrain et nulles pour l'inventaire par photo-interprétation. Ceci s'explique de manière évidente du fait du caractère plus complet du premier.

La BDMvt et l'inventaire par photo-interprétation apparaissent donc comme largement incomplets en comparaison avec l'inventaire de référence, justifiant ainsi la nécessité des démarches de terrain pour l'obtention de jeux de données cohérents et complets.

La disponibilité d'images LIDAR à haute résolution pourrait constituer une alternative, pour l'inventaire "à distance" des phénomènes. Celle-ci ne sont pas encore disponibles pour la partie continentale du Pays d'Auge mais devraient permettre à terme d'améliorer la qualité des inventaires, tout en limitant les investigations de terrain très consommatrices de temps (van den Eeckhaut *et al.*, 2011).

4.6. Conclusion du chapitre 4

Les méthodes d'inventaire des mouvements de versant doivent être en relation avec (1) les objectifs de l'étude, (2) l'échelle d'analyse et (3) les moyens d'investigation disponibles.

La réalisation de l'inventaire des mouvements de versant dans la partie continentale du *Pays d'Auge* a permis de répondre à un double objectif visant à :

- (1) améliorer et quantifier les connaissances de base sur les mouvements de versant détaillées dans le chapitre 3 ;
- (2) fournir des données de base pour la cartographie de la susceptibilité mouvements de versant.

Cet inventaire a été réalisé à deux échelles (1/50.000^{ème} et 1/10.000^{ème}), offrant des résolutions différentes permettant :

- (1) une vue d'ensemble régionale sur environ 2 500 km² ;
- (2) une vue détaillée sur deux secteurs représentatifs de 130 km². Ce dernier étant considéré comme l'inventaire de référence.

Une analyse comparée de ces inventaires montre un taux d'erreur important des données directement disponibles (BDMvt). L'inventaire régional (réalisé par photo-interprétation) ne permet qu'une vision approximative des glissements dans la mesure où l'on peut estimer à plus de 50% le nombre de phénomènes non reconnus par cette technique.

Outre ces considérations méthodologiques, le *Pays d'Auge* est schématiquement caractérisé par **deux principaux types de glissements de terrain** :

- (1) des **glissements superficiels**, pouvant être translationnels ou rotationnels, caractérisés par des **degrés d'activité manifeste** (actifs continus et actifs intermittents) ;
- (2) des **glissements profonds** (quasi exclusivement à composante rotationnelle), caractérisés par une **majorité de phénomènes inactifs ou latents**.

Conclusion de la seconde partie

Cette seconde partie a permis de définir une typologie de base des mouvements de versant de la partie continentale du *Pays d'Auge*. L'analyse de phénomènes de référence à échelle détaillée renseigne principalement sur la variété des types de mouvements observables. On distingue ainsi des phénomènes de déformation de versant *stricto-sensu* (solifluxion/reptation) et des phénomènes de glissement (profonds et superficiels ; rotationnels et translationnels).

Cette typologie a ensuite servi de base à l'inventaire des mouvements de versant. Celle-ci renseigne de manière quantitative sur la répartition des différents types de phénomène au sein du *Pays d'Auge* et sur leur état d'activité. On distingue ainsi globalement des processus de déformation de versant majoritairement latents et/ou inactifs stabilisés, des phénomènes de glissements profonds, en grande partie latents, et des phénomènes de glissements superficiels actifs (intermittents et continus).

Outre la contribution de ces inventaires à la connaissance générale régionale des phénomènes et de leur activité, ils constituent avant tout une donnée de base essentielle à la cartographie de la susceptibilité qui sera réalisée dans la troisième partie.

Cartographie de la susceptibilité aux glissements de terrain



La **troisième partie** est orientée autour de la cartographie de la susceptibilité. Elle propose une approche de la sélection des données, de la méthode la plus adaptée pour l'intégration de la démarche cartographique à différentes échelles.

Le **cinquième chapitre** est consacré à l'analyse des facteurs de prédisposition et aux données cartographiques utilisées pour l'analyse de la susceptibilité. Sont présentés, les méthodes d'acquisition ainsi que les tests de qualité des données. Une attention particulière est portée sur l'adéquation de la résolution/qualité des données avec l'échelle d'analyse.

Le **sixième chapitre** présente la méthode et les résultats de la cartographie experte de la susceptibilité à échelle locale ainsi que son application à échelle régionale.

Le **septième chapitre** est focalisé sur la méthode et les résultats de la modélisation probabiliste de la susceptibilité à échelle locale et régionale. Une attention particulière est portée sur les biais des méthodes de régression logistique ainsi que sur la sélection des données à intégrer dans le modèle. Ce chapitre propose également la comparaison entre les méthodes expertes et quantitatives de cartographie.

Chapitre 5

Facteurs de prédisposition et variables prédictives pour la modélisation de la susceptibilité

5.1. Introduction

Au même titre que les inventaires, les données spatialisées représentant les facteurs de prédisposition des mouvements de versant (variables prédictives), sont indispensables pour la cartographie de la susceptibilité et de l'aléa. Au-delà de la simple acquisition des données, la qualité ainsi que l'adéquation de ces dernières avec l'échelle d'analyse se révèle être un facteur déterminant de la fiabilité des résultats finaux de la modélisation.

Cette étude multiscalaire suppose l'acquisition de différents jeux de données adaptés à l'échelle de travail. Parfois, certaines données ne sont pas disponibles directement, notamment à échelle détaillée. L'acquisition de ces données nécessite donc des investigations parfois importantes sur le terrain et/ou par SIG.

Ce chapitre a pour objectif de présenter les différents jeux de données disponibles ou créés spécifiquement. Une attention particulière a été portée au lien entre l'échelle de travail et la qualité/précision de la donnée.

La section 5.2 introduit le **contexte général de la collecte des données** en lien avec les mouvements de versant.

La section 5.3 détaille la **stratégie d'acquisition des données** en lien avec les contraintes relatives au coût de collecte des données et à l'étendue des zones à cartographier.

La section 5.4 présente et compare les différentes **données topographiques** disponibles et spécifiquement acquises pour cette recherche.

La section 5.5 est axée sur les **données relatives à la lithologie des substrats et des formations superficielles**.

La section 5.6 présente les différentes démarches d'acquisition des variables décrivant **l'occupation du sol et son évolution**.

La section 5.7 se focalise sur les données **hydrologiques et hydrogéologiques**.

5.2. Variables prédictives pour la cartographie de la susceptibilité

5.2.1. Quelles variables prédictives ?

Les mouvements de versant sont contrôlés par une grande variété de facteurs d'origine naturelle et/ou anthropique. D'une manière générale, on identifie **cinq grands types de facteurs de prédisposition** pour la cartographie de la susceptibilité aux mouvements de versant (Soeters & van Westen, 1996 ; van Westen *et al.*, 2008 ; Fell *et al.*, 2008a).

- **La topographie** est généralement représentée par les MNT (Modèle Numérique de Terrain), à partir desquels différents paramètres morphologiques sont extraits (pente, exposition, courbure, indice de position topographique, etc.). Ceux-ci sont aisément générés à partir d'algorithmes spécifiques intégrés aux SIG et sont utilisés dans une très large majorité des études sur la susceptibilité "*mouvements de versant*".
- **La géomorphologie** constitue un facteur essentiel pour la cartographie de la susceptibilité, bien que celui-ci ne soit pas systématiquement disponible, du fait notamment du coût associé aux levés de terrain. Ce facteur est directement extrait de la digitalisation des cartes géomorphologiques et/ou morphodynamiques. Il se présente sous la forme d'unités ou sous-unités de terrain disposant de caractéristiques homogènes (van Westen *et al.*, 2003).
- **Les matériaux** regroupent l'ensemble des caractéristiques liées à la nature des substrats et formations superficielles. Suivant le contexte de l'étude et/ou les documents disponibles, ceux-ci peuvent représenter la lithologie, la stratigraphie, la profondeur ou certaines caractéristiques physiques des matériaux (par ex. angle de frottement interne, cohésion, granulométrie, etc.). Dans certains cas, les failles peuvent également être utilisées (profondeur, longueur, etc.). Ces données sont généralement extraites des documents cartographiques existants, mais peuvent également nécessiter l'intervention de campagnes de terrain et de photo-interprétation couplés avec des essais de laboratoire.
- **L'occupation du sol** est également un facteur très important dans la genèse des processus de mouvements de versant. Différents types de données thématiques peuvent être utilisés, de la simple carte d'occupation du sol, aux cartes de densité ou de profondeur/extension racinaires des différentes formations végétales. Ces cartes nécessitent des mises à jour fréquentes, notamment dans les milieux fortement anthropisés, où l'occupation du sol est soumise à des évolutions importantes sur des pas de temps relativement courts (évolution des pratiques agricoles, urbanisation, etc.). La photo-interprétation, la classification d'images satellites, la collecte de bases de données nationales ou internationales et les levés de terrain sont les principales méthodes permettant d'obtenir des données sur l'occupation du sol.
- **L'hydrologie** peut être considérée à la fois comme un facteur de prédisposition et comme un facteur déclenchant. La proximité au réseau de drainage, la taille ou l'ordre des bassins versants, la localisation des nappes et zones humides sont généralement attribués aux facteurs de prédisposition. Les facteurs déclenchant concernent les précipitations, les niveaux et battements de nappe, le régime des cours d'eau, etc.

Cette description ne définit les variables prédictives que d'un point de vue général. Localement, en fonction des caractéristiques géomorphologiques des zones étudiées, ainsi que des propriétés des mouvements de versant, les facteurs à prendre en compte pour la cartographie de la susceptibilité peuvent varier et certains des facteurs décrits ci-dessus peuvent se révéler inadéquats (Soeters & van Westen, 1996 ; Fell *et al.*, 2008a).

Ces données sont des représentations simplifiées de la complexité du terrain. Ce sont ainsi des **objets géographiques à forte dépendance scalaire**. La qualité, c'est-à-dire la fidélité de la représentation de la réalité du terrain est fortement dépendante de différents facteurs (Glade & Crozier, 2005) :

- (1) **l'échelle d'acquisition de la donnée** a une incidence directe sur la précision, la description et la qualité de la définition des limites des objets cartographiés. Indirectement, en fonction des moyens techniques disponibles, la superficie de la zone étudiée va ainsi être variable suivant l'échelle d'acquisition ;
- (2) **la technique d'acquisition** contraint également fortement la qualité des données. Par exemple, la cartographie du couvert végétal par photo-interprétation et par validation sur le terrain sera nécessairement plus précise que si celle-ci est acquise par classification d'images satellites ;
- (3) **le type de donnée représentée**. Suivant la nature de l'objet cartographié, les moyens techniques à mettre en œuvre diffèrent et peuvent ainsi fortement influencer la qualité des données et leurs coûts d'acquisition. Par exemple, les données sur la nature des substrats et des formations superficielles nécessitent des campagnes de terrain intensives pour pouvoir les cartographier correctement. Par opposition, la simple digitalisation des images aériennes est souvent suffisante pour la cartographie de l'occupation du sol.

Ainsi, la sélection des données thématiques pour la cartographie de la susceptibilité est réalisée en fonction d'un **rapport coût/bénéfice** entre **l'échelle de travail, la surface à couvrir, l'influence supposée dans le processus de mouvements de versant** et les **moyens disponibles** pour leur cartographie/acquisition (van Westen *et al.*, 2008 ; Cascini, 2008 ; Fell *et al.*, 2008a).

5.2.2. L'importance de la qualité des données

L'évaluation de la susceptibilité et/ou de l'aléa nécessite donc une intime connaissance de ces facteurs allant de la structure géologique à l'occupation du sol du secteur étudié. La disponibilité de données spatialisées représentant ces facteurs constitue un enjeu majeur de la cartographie de la susceptibilité et de l'aléa dans la mesure où :

- (1) l'identification et la pondération de la part respective de ces différents facteurs dans la genèse des processus sont évaluées en fonction de la relation spatiale que ceux-ci entretiennent avec les mouvements de versant identifiés ;
- (2) la très grande majorité des méthodes de cartographie de la susceptibilité et de l'aléa se base sur le croisement et sur la pondération relative de ces données spatialisées pour la restitution cartographique finale.

La qualité de la représentation cartographique du terrain introduite dans les modèles va donc fortement influencer la précision et la fiabilité des cartes finales (Guzzetti, 2006 ; Fressard *et al.*, 2013).

5.3. Stratégie d'acquisition des données

L'acquisition des données spatialisées, au même titre que les inventaires des mouvements de versant, peut se révéler être une étape longue et coûteuse, surtout lorsque le terrain d'étude est vaste et que l'échelle de collecte des données est grande. En vue de la cartographie de la susceptibilité et de l'aléa mouvement de versant à l'échelle du 1/10.000^{ème}, la sélection d'un secteur d'étude d'une superficie réduite s'est rapidement imposée.

Pour la cartographie à échelle détaillée, le secteur d'étude de la basse vallée de la *Touques* présenté dans le chapitre 3 constitue le site principal où sont conduites les investigations. Dans certains cas, la collecte des données n'a pas été possible sur l'ensemble de ce secteur (cas notamment de la carte des formations superficielles). Un sous-secteur de calage a donc été sélectionné afin de permettre la collecte d'un maximum de données. Ce secteur nommé secteur de *Pont-l'Évêque*, dont les dimensions s'élèvent à 25 km², est présenté sur la figure 5.1. Les analyses de la susceptibilité à échelle détaillée seront conduites sur ce sous-secteur d'étude.

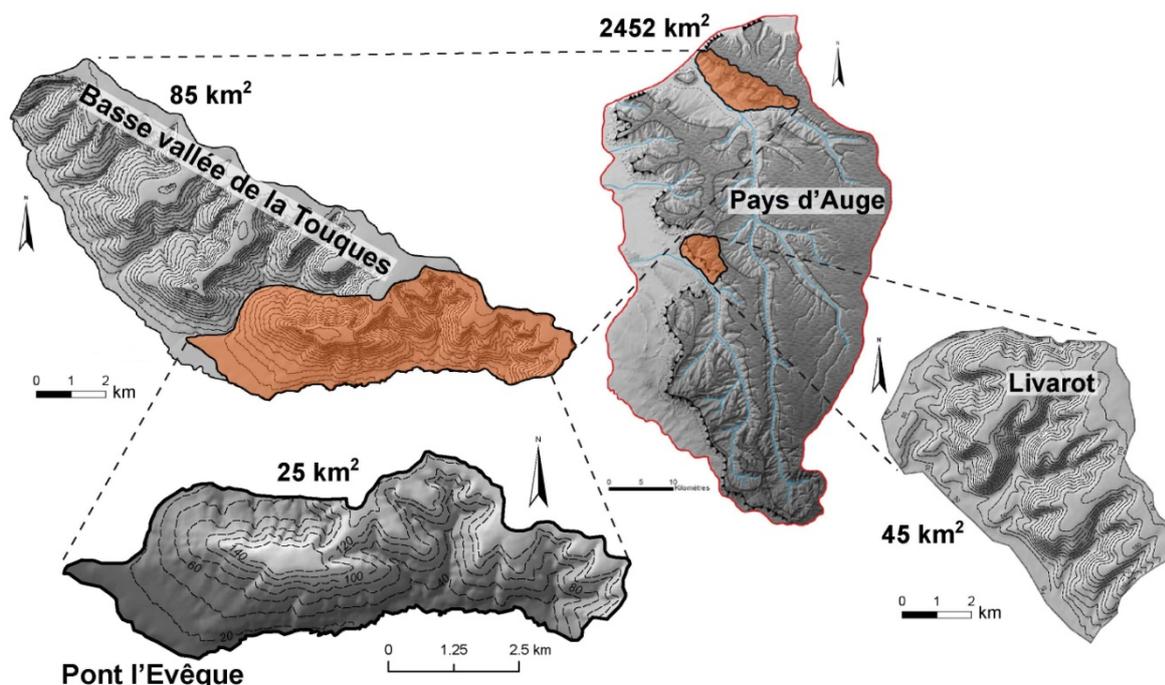


Figure 5.1 : Localisation du secteur d'étude de la basse vallée de la *Touques* et sous-secteur d'étude de *Pont-l'Évêque*

5.4. Variables topographiques : les modèles numériques de terrain

Les variables topographiques (représentées par les MNT) constituent une donnée d'entrée indispensable à la cartographie de la susceptibilité. Celle-ci peut être acquise par différentes techniques de mesure, ayant une incidence directe sur (1) la qualité/résolution de la donnée et (2) sur le coût d'acquisition (de la gratuité à plusieurs dizaines de milliers d'euros). Cette section propose une vue d'ensemble des données disponibles et acquises durant ce travail, ainsi qu'une analyse comparative de celles-ci, permettant une évaluation globale de la qualité.

Pour cette étude, seuls les MNT dits à “très haute résolution” ont été étudiés (résolution inférieure à 30 mètres de taille de pixel). Seront successivement présentées les données directement disponibles, les données créées spécifiquement et les données achetées auprès de sociétés commerciales.

5.4.1. Données directement disponibles

5.4.1.1. MNT ASTER

Le MNT ASTER est accessible gratuitement depuis 2009 avec une couverture mondiale de résolution de 30 mètres de taille de pixel. Il a été réalisé par la collaboration entre la NASA et le *Ministère de l'Économie, du Commerce et de l'Industrie du Japon*. Ce MNT est issu de l'analyse stéréoscopique de 1,3 million d'images multispectrales acquises par le satellite ASTER (“*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*”). La précision verticale est très variable selon les secteurs et la morphologie du relief, oscillant entre 3 et 45 mètres en moyenne (Abrams *et al.*, 2010 ; Tachikawa *et al.*, 2011 ; Hengl & Reuter, 2011)

5.4.1.2. BDAlti®

La BDAlti est une base de données MNT disponible sur l'ensemble du territoire français, proposée gratuitement par l'IGN pour la recherche et l'éducation. Elle est fournie à différentes résolutions, en fonction de l'échelle de travail souhaitée, allant de 1000 à 25 mètres de taille de pixel.

Les MNT sont réalisés à partir de la numérisation des courbes de niveau issues des cartes topographiques au 1/25.000^{ème} ou au 1/50.000^{ème} et par stéréophotogrammétrie pour les massifs montagneux (IGN, 1998). Les MNT extraits de courbes de niveaux ont été réalisés par la méthode dite de la “*surface élastique*” (Duchon, 1976 ; Gonçalves, 1999). La précision moyenne finale pour le MNT le plus précis (25 m) est de l'ordre de la demi-équidistance des courbes (soit entre 2,5 et 5 mètres et l'écart maximal de l'ordre de l'équidistance (soit de 5 à 10 mètres) (IGN, 2011).

5.4.2. MNT créés spécifiquement

Les MNT directement disponibles sont souvent considérés comme peu adaptés pour un travail à échelle détaillée (>1/25.000^{ème}) (Thiery, 2007). Ces MNT, acquis sur des surfaces étendues (extension mondiale dans le cas du MNT ASTER et territoire français pour la BDAlti), permettent une bonne vision globale de la topographie ; cependant, dans le détail, les formes apparaissent lissées et/ou présentent des artéfacts liés principalement au besoin de généralisation des algorithmes d'interpolation.

Cependant, en utilisant les mêmes données de base (c'est à dire les courbes de niveau digitalisées) certains auteurs ont montré qu'une stratégie d'interpolation adaptée permet de largement améliorer la qualité et la précision des MNT, autorisant leurs adaptations à des échelles plus fines (Carrara *et al.*, 1997 ; Hutchinson & Gallant, 2000 ; Thiery, 2007 ; Hutchinson *et al.*, 2011). Ceci permet donc d'obtenir, pour un coût relativement limité, des MNT précis essentiels pour la cartographie de la susceptibilité à échelle large.

5.4.2.1. Stratégie d'acquisition

- Points clés dans la construction des MNT

La qualité des MNT est dépendante de **trois facteurs principaux** (Florinsky, 1998 ; Carrara *et al.*, 1997 ; Hengl, 2006) :

- (1) la qualité de la base de données spatiale introduite pour le calcul ;
- (2) la technique de construction du MNT ;
- (3) la complexité du terrain à modéliser.

Ainsi, lors de la construction du MNT, les points suivants doivent être vérifiés :

- (1) identifier la quantité optimale des données à introduire pour obtenir un maillage adapté et une résolution (taille de cellule) la plus fine possible (Florinsky, 1998 ; Claessens *et al.*, 2005) ;
- (2) confronter plusieurs techniques d'interpolation pour retenir la plus adaptée aux données d'entrée et à la morphologie du site d'étude.

- Démarche d'acquisition

Face à ce constat, la démarche de construction du MNT engagée repose sur **quatre étapes successives** visant à l'acquisition du MNT optimum :

- (1) **digitaliser les courbes de niveau**, ce qui implique en corollaire le choix d'un secteur d'étude, dans la mesure où la digitalisation de l'ensemble des courbes de niveau du *Pays d'Auge* n'est pas envisageable dans le cadre de cette recherche. La digitalisation a été réalisée de manière classique, ne posant pas de réel problème dans les secteurs de plateau au contraire des zones montagneuses (IGN, 1998 ; Thiery, 2007). Ainsi, les courbes de niveau et des courbes intercalaires du secteur de la *basse vallée de la Touques* ont été digitalisées.
- (2) pour certaines méthodes d'interpolation, **définir le nombre de triplets à introduire**. Les courbes de niveaux ont été transformées en plusieurs semis de points à intervalles réguliers afin de permettre leur interpolation par des procédures classiques. Sur la base de l'expérience de Thierry (2007), **quatre intervalles seront testés : 10, 20, 40 et 60 mètres**.
- (3) **définir une taille de cellule adéquate**. Celle-ci consiste en un compromis entre les possibilités offertes par la précision de la donnée d'entrée et l'échelle de travail. Ainsi, **trois tailles de cellules ont été testées : 40, 20 et 10 mètres**. Les deux premières sont sélectionnées en accord avec les deux formules empiriques proposées par Hengl (2006), mettant en relation celles-ci avec la densité de courbes de niveau digitalisées sur le secteur d'étude. Celles-ci permettent de définir une taille de cellule optimale (40 mètres) et la taille de cellule maximale (20 mètres) (eq. 5.1 et 5.2). Ces deux tailles de cellules diffèrent cependant sensiblement de la taille optimale requise pour l'analyse au 1/10.000^{ème} proposée par le même auteur entre 5 et 10 mètres (ce point est discuté dans le chapitre 7). Ainsi, en dépit de ces résultats, une maille de 10 mètres a tout de même été testée.

$$r_{op} = \frac{A}{\sum L} \qquad r_{max} = \frac{A}{2 \sum L} \qquad \text{eq. 5.1 et 5.2}$$

Où r_{op} est la taille de cellule optimale et r_{max} la taille de cellule critique, A est la surface totale du secteur d'étude exprimée en mètres carrés et $\sum L$ est la longueur cumulée des courbes de niveau exprimée en mètres.

(4) **confronter plusieurs méthodes d'interpolation.** Dans le cas présent, deux techniques d'interpolation ont été testées sur les données acquises :

- **le Krigeage**, constituant une des méthodes les plus populaires et considérée comme une des plus robustes pour l'interpolation des données altimétriques (Bonham-Carter, 1994; Davis & Sampson, 2002). Les détails techniques sur la méthode peuvent être trouvés dans Baillargeon (2005) ;
- **la méthode ANUDEM**, proposé par Hutchinson (1989) dans sa version optimisée (Hutchinson *et al.*, 2011). Cette méthode intègre plusieurs spécificités particulièrement adaptées à la création de MNT *via* les courbes de niveau ; entre autres la condition de surface hydrologiquement correcte, la sélection automatique du nombre de triplets optimum en fonction de la taille de cellule, le comblement des cuvettes paramétrable, etc. (Hutchinson, 1996).

5.4.2.2. Analyse de la qualité des MNT

Afin de prendre en compte l'ensemble de ces paramètres pour la sélection du MNT optimum, une procédure itérative de création du MNT et d'évaluation de la qualité est proposée.

Deux principales approches ont permis d'évaluer la qualité des MNT. La première est une **approche quantitative** qui consiste à comparer les valeurs d'altitude obtenues après l'interpolation avec un jeu de points mesurés au sol (par ex. au GPS). Cette approche permet d'évaluer strictement l'erreur du MNT face à la réalité du terrain. Mais la majeure partie des applications utilisant les MNT est fortement dépendante de la représentation des formes de relief et de leur fidélité par rapport au terrain. L'analyse quantitative ne permet pas une évaluation complète de ce point. Ainsi, plusieurs **techniques qualitatives**, basées sur l'observation des dérivés des MNT ont permis de compléter l'analyse de la qualité sans l'utilisation de données de référence au sol.

- Approche quantitative

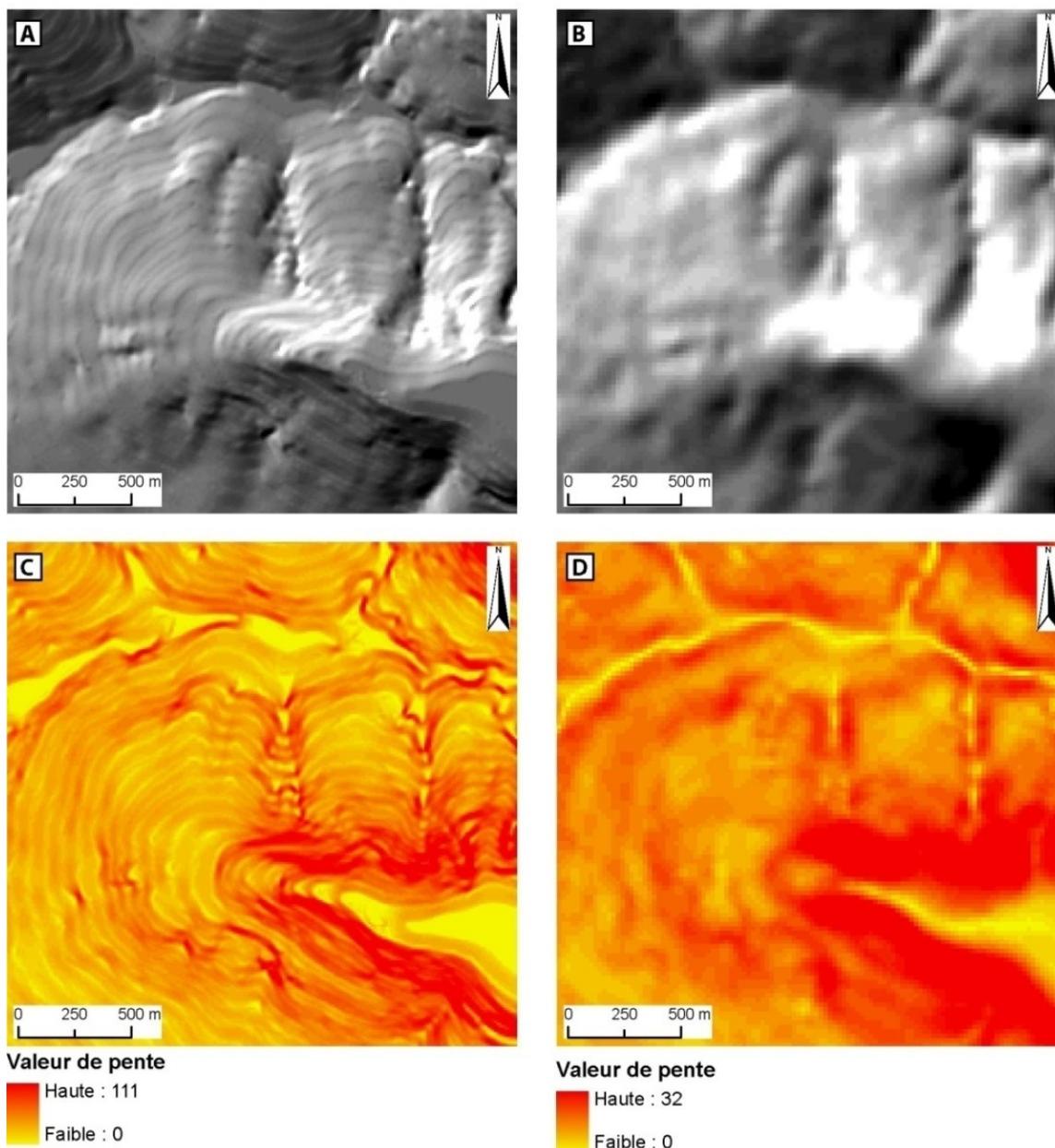
Le calcul de l'erreur quadratique moyenne (RMSE) (eq. 5.3) des altitudes du MNT par rapport à un semis de 31 points levés au GPS différentiel a été réalisé sur la zone d'étude.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_i^n (y'_i - y_i)^2} \qquad \text{eq. 5.3}$$

Où y' est la valeur modélisée du MNT, y la valeur mesurée sur le terrain et n le nombre de points de contrôle.

- Approches qualitatives

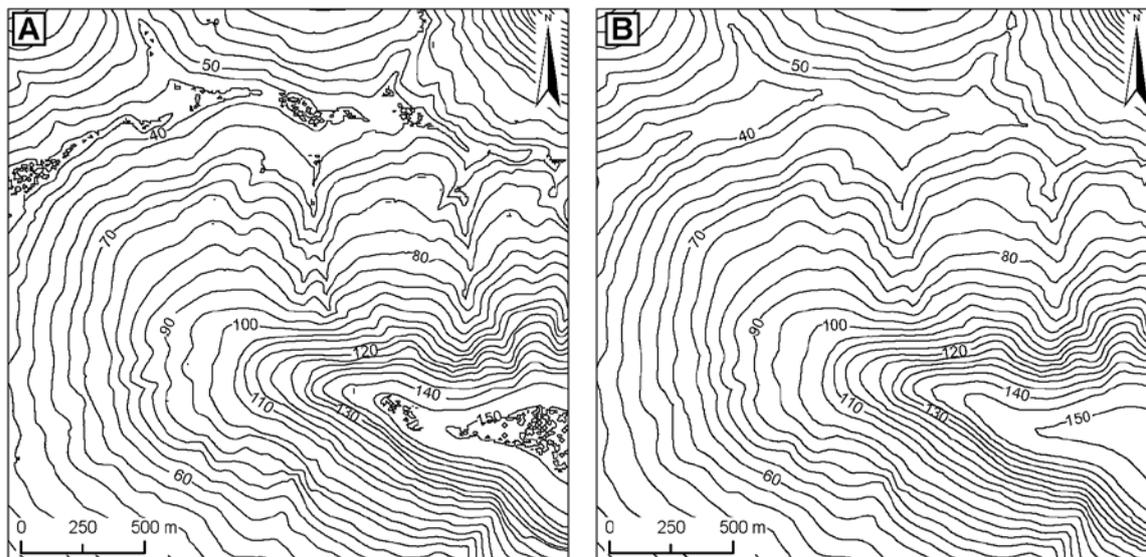
L'analyse visuelle des dérivés (pente, ombrage, courbure et exposition) permet de mettre en évidence les irrégularités locales dues à des erreurs et biais dans l'interpolation (Hutchinson & Gallant, 2000). Par exemple, des problèmes liés à une résolution verticale insuffisante en fonction de la taille de cellule se traduisent par un effet "step" (succession d'abrupts à 90° succédés d'un replat) clairement visibles sur les secteurs à faible pente (Figure 5.2).



(A) et (C) respectivement ombrage et pente d'un MNT issu du krigeage à 10 mètres de taille de cellule ; (B) et (D) respectivement ombrage et pente d'un MNT issu de ANUDEM à 20 mètres de taille de cellule

Figure 5.2 : Comparaison des dérivés ombrage et pente pour deux des MNT interpolés par deux méthodes exemple de la partie ouest du site de Pont-l'Evêque (Krigage et ANUDEM)

L'analyse visuelle des courbes de niveau a permis de compléter l'analyse des dérivés. Les courbes de niveau sont particulièrement utiles dans le diagnostic des artefacts, du fait de leur forte sensibilité aux erreurs localisées. Ainsi, en cas de mauvaise interpolation, de nombreuses petites courbes de niveau apparaissent de manière anarchique sur les surfaces planes (Figure 5.3). À l'inverse, un MNT sous-échantillonné ne produira qu'une vision simplifiée du terrain. La comparaison des courbes de niveau générées par les MNT avec les courbes de niveaux originales digitalisées ont permis d'évaluer le "lissage" produit par l'interpolation.

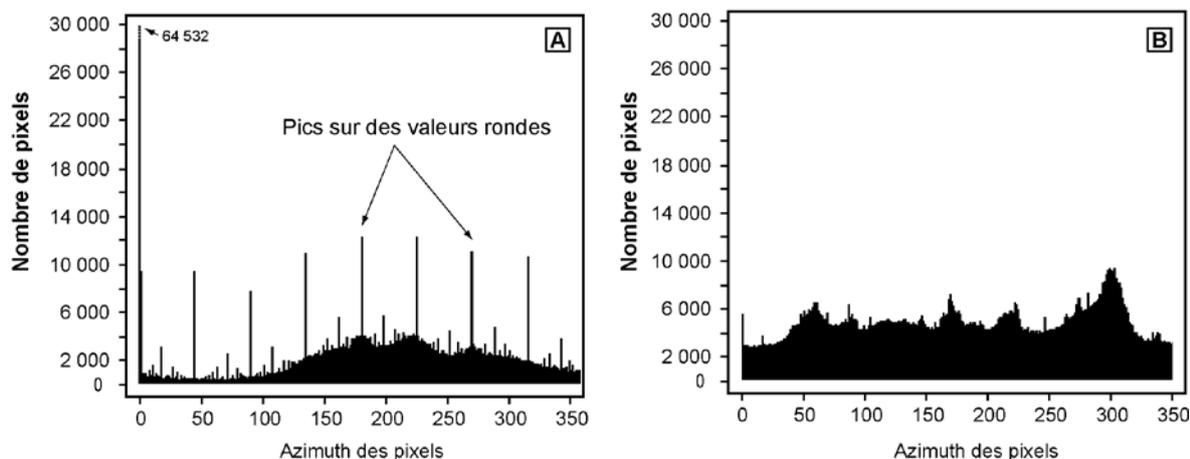


(A) MNT issu du krigeage à 10 mètres de taille de cellule et (B) MNT issu de ANUDEM à 20 mètres de taille de cellule

Figure 5.3 : Comparaison des courbes de niveaux issues de deux MNT différents, exemple de la partie ouest du site de Pont-l'Évêque (équidistance des courbes : 5 mètres)

L'analyse de la distribution fréquentielle des histogrammes des dérivés. Un des principaux défauts des MNT issus des courbes de niveaux réside dans le suréchantillonnage à l'altitude de chacune des courbes (Hutchinson & Gallant, 2000). La répercussion sur le MNT peut aisément être observée sur les histogrammes, notamment d'exposition, montrant une brutale augmentation de la fréquence des pixels au niveau des valeurs d'azimut rondes (0, 45, 90, 135, 180° etc.) (Figure 5.4).

Chaque MNT interpolé a donc été analysé selon ces différents critères. Pour les évaluations qualitatives, une note sur 3 (résultat non satisfaisant, résultat intermédiaire, résultat satisfaisant) est attribuée à chaque étape d'évaluation des dérivés afin de permettre la comparaison.



(A) MNT issu du krigeage à 10 mètres de taille de cellule et (B) MNT issu de ANUDEM à 20 mètres de taille de cellule

Figure 5.4 : Comparaison des histogrammes des valeurs d'azimut des pixels (exposition) de deux MNT issus de l'interpolation des courbes de niveau (site d'étude de Pont-l'Évêque)

5.4.2.3. Sélection des meilleurs jeux de données

Une synthèse des résultats des différents types de tests de qualité pour chaque MNT généré est présentée dans le tableau 5.1.

D'une manière générale, les tests montrent des erreurs quadratiques proches, argumentant en faveur d'une faible variabilité de la qualité des MNT. Même si ces mesures sont essentielles, celles-ci restent par nature biaisées et ne permettent pas une évaluation complète de la qualité. D'une part, le nombre de points de contrôle reste faible (31 points), ce qui ne permet pas d'évaluer la qualité sur un échantillon suffisant et d'autre part, les points de contrôle sont systématiquement saisis en milieu dégagé (pour les besoins du GPS) introduisant nécessairement un biais d'échantillonnage. Ainsi, les tests qualitatifs apportent une vision essentielle sur la qualité du MNT.

Tableau 5.1 : Synthèse des résultats des tests de qualité réalisés sur les MNT générés par l'interpolation des courbes de niveau

La trame de fond grisée représente le MNT sélectionné pour chacune des méthodes d'interpolation avec : ¹ Erreur quadratique, ² analyse des dérivés, ³ analyse des courbes de niveau, ⁴ analyse des histogrammes – résultat non satisfaisant, o résultat intermédiaire, + résultat satisfaisant, NA non requis pour l'analyse

Méthode d'interpolation	Taille de cellule (m)	Distance entre les triplets (m)	Type d'analyse			
			RMSE ¹	DER ²	CTR ³	HIST ⁴
Krigage	10	10	11.87	–	–	–
	10	20	11.89	–	–	–
	10	40	10.87	–	–	–
	10	60	10.30	–	–	–
	20	10	10.73	–	–	–
	20	20	10.76	o	o	–
	20	40	10.48	+	o	–
	20	60	9.86	+	+	o
	40	10	15.08	–	–	–
	40	20	11.34	+	o	o
	40	40	10.39	+	+	+
	40	60	10.46	+	+	+
ANUDEM	10	NA	13.21	–	–	–
	20	NA	10.22	+	+	+
	40	NA	10.47	+	+	+

Les tests qualitatifs montrent globalement que la taille de cellule de 10 mètres n'est pas adaptée aux données de base. Le suréchantillonnage introduit tend à générer de multiples artéfacts (notamment des “steps”) du fait du nombre relativement limité des courbes de niveau.

De même, dans le cas du krigage, les meilleurs résultats ont été obtenus avec une distance importante entre les triplets (60 mètres). Un nombre trop important de points introduits semble largement perturber l'interpolation, en plus d'augmenter de manière significative le temps de calcul.

Finalement, **pour les deux méthodes d'interpolation, les meilleurs résultats sont obtenus avec une taille de cellule de 20 mètres**, confirmant les tests préliminaires réalisés avec les formules empiriques de Hengl (2006).

Dans le cas du krigage, le MNT à 20 mètres sélectionné (espacement des triplets 60 mètres) montre l'erreur quadratique la plus basse de l'ensemble des données analysées. Les artéfacts ne sont pas visibles sur les dérivés, mais quelques anomalies mineures persistent dans les histogrammes d'exposition.

Dans le cas des MNT générés par ANUDEM, le MNT montrant les meilleurs résultats est à 20 mètres de taille de cellule. Aucun artéfact n'est visible sur les dérivés et leurs histogrammes, mais l'erreur quadratique est plus élevée que pour le MNT interpolé par krigage.

Finalement, ces **deux MNT seront conservés pour une analyse plus détaillée** qui sera développée dans la section suivante.

5.4.3. Données commerciales

Pour l'acquisition de données altimétriques plus précises, un certain nombre de produits commerciaux existent à des coûts très variables. Ces données peuvent être levées spécifiquement ou disponibles dans des bases de données propriétaires sous licence spécifique. Cette thèse fut l'occasion de tester l'application des MNT IFSAR dans le cadre de la cartographie de la susceptibilité. Un MNT Lidar, disponible sur une partie de la zone a permis la comparaison et l'analyse de la précision des données.

5.4.3.1. MNT IFSAR

Les MNT IFSAR (*“Interferometric Synthetic Aperture Radar”*) sont basés sur l'acquisition d'images radar multi-bandes. Depuis la fin des années 1990, ces méthodes ont fait l'objet de nombreux développements méthodologiques, permettant aujourd'hui une large diffusion de ces dernières. Des images sont acquises par plateforme aéroportée à moyenne altitude (entre 6 et 10 km d'altitude) permettant une acquisition rapide à des résolutions largement supérieures aux plateformes spatiales (type SRTM¹ notamment). La technologie est basée sur l'acquisition des données *via* deux émetteurs/receveurs radar courtes ondes et longues ondes permettant respectivement d'obtenir une image de la surface (MNS) et du “terrain” (MNT). La restitution des altitudes est opérée par stéréoscopie. Des détails techniques sur le fonctionnement du système IFSAR pour la construction des MNT peuvent être, entre autres, trouvés dans Schuler *et al.* (1998) ; Ferretti *et al.*, (1999) ; Li *et al.* (2002) ; Maire *et al.* (2003) ; Mercer (2004).

Les données sont fournies par la société américaine *InterMap Technologies*®, à une résolution de 5 mètres. La précision annoncée est de l'ordre de 1 mètre RMS en vertical. Le programme d'acquisition *NEXTMap*, lancé par le même fournisseur de données en 2004, a permis une nette réduction du prix de ces données. Ce programme consiste en l'acquisition systématique de l'ensemble des données pour les territoires concernés, permettant à terme de diluer les coûts très importants générés par les campagnes de collecte et de traitement des données (Mercer, 2004). Celles-ci sont aujourd'hui disponibles pour les pays de l'*Europe de l'Ouest* à des prix situés entre 9 et 7 €_{TTC}/km². Ainsi, ces MNT se situent dans un rapport coût/précision intéressant pour les approches menées à l'échelle “large” (>1/25.000^{ème}).

5.4.3.2. MNT Lidar

Depuis 2013, dans le cadre du programme national Litto3D®², un levé LIDAR de l'ensemble du trait de côte du territoire français a été réalisé. Celui-ci s'étend entre la courbe bathymétrique 10 mètres, pour la partie mer, et au moins 2 kilomètres pour l'intérieur des terres. Ce levé couvre également les surfaces continentales d'une altitude inférieure à 10 mètres, permettant la disponibilité d'une partie de ce levé sur une zone réduite du secteur de la *basse vallée de la Touques* (Figure 5.5). Cette donnée nous a été mise à disposition par l'intermédiaire du *Réseau d'Observation du Littoral Normand et Picard* (ROLNP³).

¹Le SRTM : *Shuttle Radar Topography mission* - www.srtm.usgs.gov – est une base de données altimétrique mondiale disponible à une résolution de 90 mètres de taille de pixel. Les données ont été acquises en 2000 via interférométrie radar spatiale (alt. 233 km)

² www.shom.fr

³ www.rolnp.fr

L'étendue très limitée de ce levé (Figure 5.5) ne permet pas une utilisation directe de ces données pour notre étude, mais offre une opportunité intéressante de comparaison avec les MNT préalablement acquis pour une évaluation quasi absolue de la qualité.

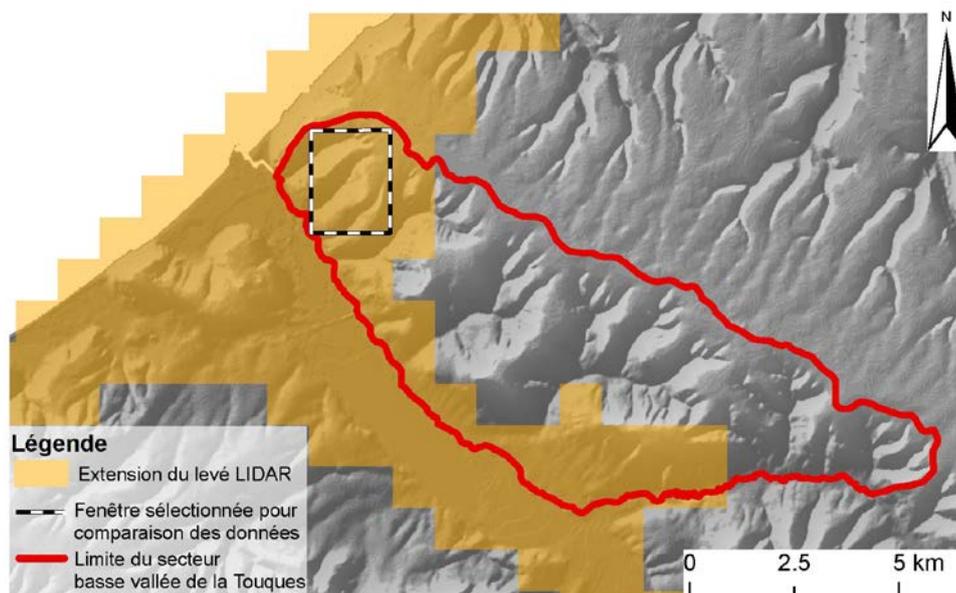


Figure 5.5 : Localisation de l'emprise du levé LIDAR-Litto 3D® disponible

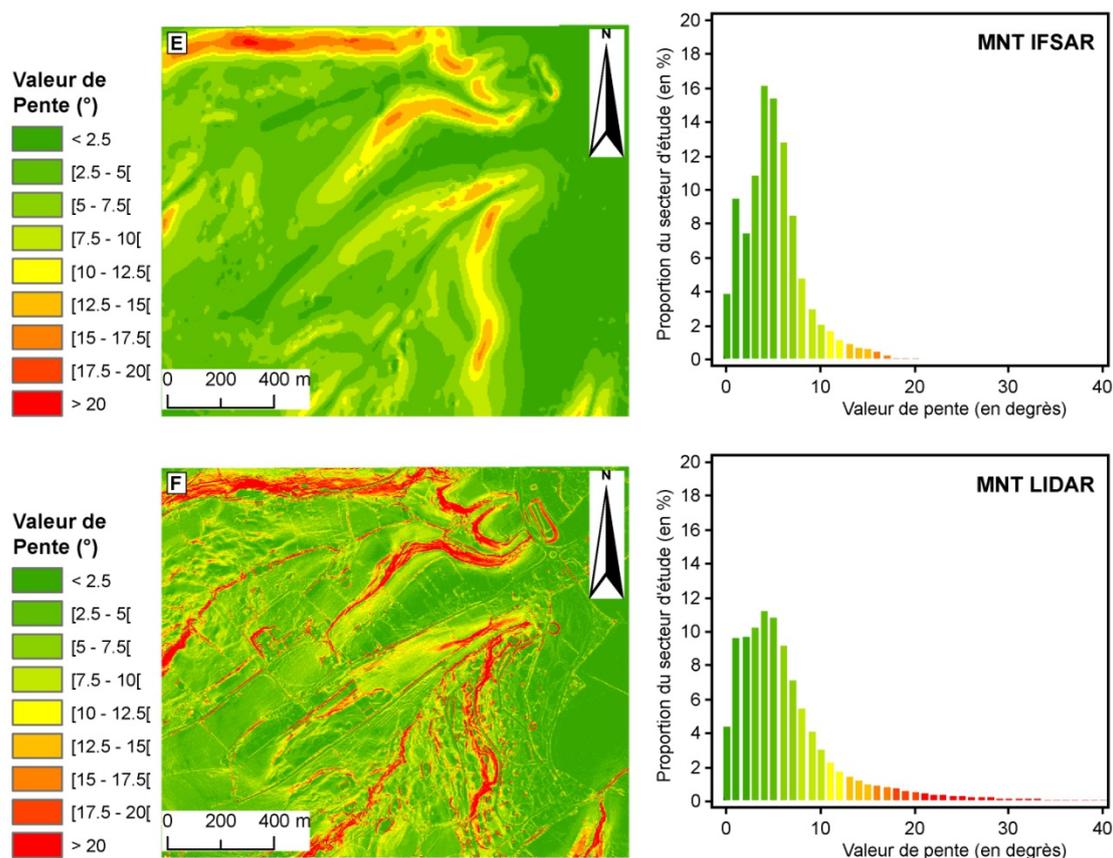
5.4.4. Comparaison et évaluation de la qualité des MNT

Les MNT acquis (ASTER, BDALTI, MNT issus de l'interpolation des courbes de niveau et IFSAR) ont été comparés au levé LIDAR-Litto3D®, considéré comme la mesure de référence sur une fenêtre de 4,5 km² (Figure 5.5). Deux tests principaux ont été réalisés : (1) l'analyse visuelle des dérivés et de leurs histogrammes et (2) le calcul de l'erreur quadratique moyenne sur l'ensemble de pixels. Pour les besoins de l'étude, chacun des MNT a été rééchantillonné (méthode de convolution cubique) à une taille de cellule de 10 mètres, correspondant à une maille intermédiaire pour l'ensemble des données acquises à des résolutions différentes. Celle-ci entraîne donc nécessairement une perte d'information pour les MNT de qualité supérieure. En revanche, le rééchantillonnage, ne permet pas d'augmenter la qualité de l'information des MNT d'une taille de cellule inférieure. Cette étape reste néanmoins nécessaire pour permettre une comparaison objective.

5.4.4.1. Comparaison visuelle des dérivés

La figure 5.6 propose une comparaison visuelle de la carte des pentes extraite de chacun des MNT sur un zoom du secteur test, ainsi que leur histogramme de distribution, discrétisés selon la méthode des intervalles égaux.

Premièrement, l'analyse visuelle montre une différence significative entre le MNT ASTER et l'ensemble des autres MNT. La taille de cellule est plus grande et les formes de terrain, (rebord de plateau, vallée, etc.) sont très difficilement discernables voir invisibles. Ce MNT semble ainsi peu adapté à notre contexte de recherche et semble même fourni avec une taille de cellule non adaptée à la résolution réelle de l'acquisition de la donnée (Hengl & Reuter, 2011).



(A) MNT ASTER, (B) MNT BDAlti, (C) MNT obtenu par krigeage, (D) MNT obtenu par ANUDEM, (E) MNT IN-SAR et (F) MNT LIDAR-Litto3D®

Figure 5.6 : Carte des pentes et histogramme de distribution des valeurs associé pour chacun des MNT comparés zoom sur la partie nord du site de la basse-vallée de la Touques

Les trois MNT issus de l'interpolation des courbes de niveau (BDAlti, Krigeage et ANUDEM) ne montrent pas de différences significatives, aussi bien visuellement que par l'observation des histogrammes. Les variations observables ne concernent que des détails, à l'exception de l'histogramme de la BDAlti qui présente une proportion de pentes très faibles plus limitée. Il est cependant à noter que la classification des cartes des pentes (indispensable pour la comparaison) tend à masquer les artefacts, tels que l'effet "step" largement présent sur la BDAlti. La taille de cellule à 20 mètres permet un niveau de détail légèrement plus important (MNT krigeage et ANUDEM) que ne permet pas la BDAlti.

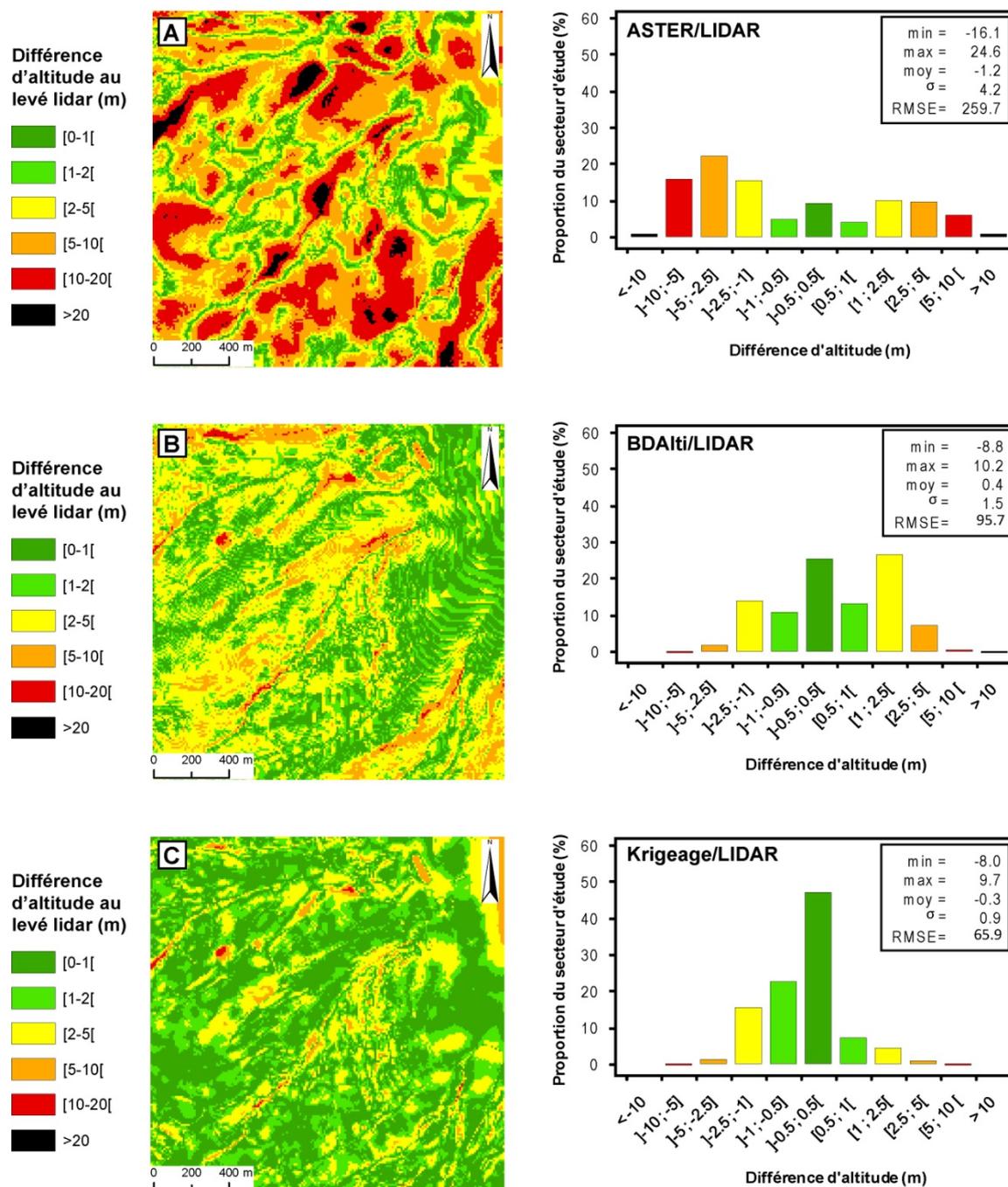
Le MNT IFSAR, malgré sa taille de cellule plus petite, ne propose pas non plus de différence visuelle significative en comparaison avec les MNT issus des courbes de niveau. Les histogrammes sont semblables. La qualité du MNT semble seulement légèrement supérieure du fait de sa maille plus réduite. Certains petits détails topographiques, apparaissent alors qu'ils ne sont pas visibles sur les MNT précédents.

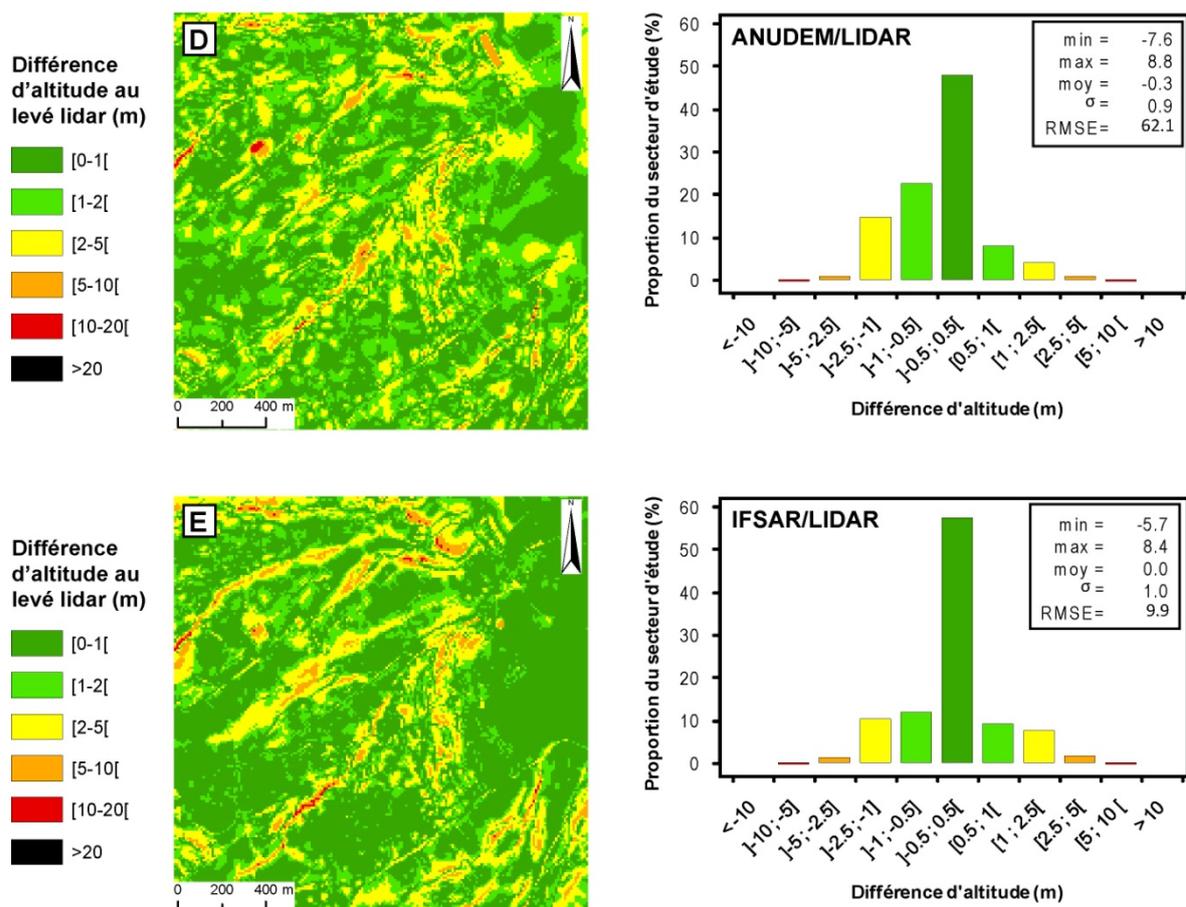
Enfin, le MNT LIDAR-Litto3D s'oppose nettement aux autres en termes de définition du modelé de détail et donc de précision. La taille de cellule de 1 mètre permet une amélioration très significative de la définition des reliefs. L'histogramme est beaucoup

plus écrasé dans les valeurs de pente faibles ($<10^\circ$) et des valeurs de pente plus fortes ($> 20^\circ$) peuvent être identifiées, contrairement à l'ensemble des autres MNT.

5.4.4.2. Comparaison bivariée avec le levé LIDAR-Litto3D®

La figure 5.7 présente les résultats de l'analyse de superposition bivariée entre chacun des MNT et le MNT LIDAR-Litto3D®. L'analyse est réalisée par la simple soustraction des valeurs du MNT étudié avec celles du LIDAR. Le résultat permet ainsi d'évaluer spatialement les écarts de mesure entre les deux MNT en question, et le calcul de l'erreur quadratique moyenne.





(A) ASTER / LIDAR, (B) BDAlti / LIDAR, (C) krigeage / LIDAR, (D) ANUEM / LIDAR et (E) SAR / LIDAR

Figure 5.7 : Analyse de superposition bivariable entre le levé LIDAR-Litto3D® et l'ensemble des MNT acquis pour cette étude

Le MNT ASTER est caractérisé par une erreur très forte. Les secteurs présentant des différences de moins de deux mètres en comparaison avec le levé LIDAR-Litto3D® constituent des exceptions, là où des différences entre 5 et 10 mètres constituent la norme. Finalement, l'erreur quadratique moyenne est très élevée : 259,7.

Pour la BDAlti, l'erreur quadratique reste élevée puisqu'elle atteint 95,7. On note une large dominance des tons jaunes sur la figure 5.8b, correspondant à des différences d'altitude de l'ordre de 2 à 5 mètres. Plus marginalement, dans les fonds de vallée et sur les secteurs les plus escarpés, les erreurs peuvent atteindre plus d'une dizaine de mètres. D'autre part, l'effet "step" dont est largement affectée la BDAlti ressort nettement sur la figure 5.8.

Dans cette analyse comparative, les deux MNT créés spécifiquement à partir des courbes de niveau digitalisées (obtenus par krigeage et par ANUEM) sont finalement très similaires. Les erreurs quadratiques moyennes s'élèvent respectivement à 65,9 pour le krigeage et à 62,1 pour ANUEM. La superficie caractérisée par une marge d'erreur inférieure au mètre est de 47,3% du secteur d'étude pour le premier et 47,8% pour le second. Ceci donne donc un très léger avantage pour le MNT ANUEM qui, en plus de montrer de meilleurs résultats reste beaucoup plus léger et rapide à paramétrer.

Le MNT IFSAR apparait, sur les tests quantitatifs, de bien meilleure qualité que les autres MNT. L'erreur quadratique moyenne est de 9,9 pour une surface totale en dessous d'un mètre d'écart de 57,3%. Ces résultats restent cependant à tempérer. L'analyse visuelle montre en effet un taux de succès excellent pour les surfaces planes, en faibles pentes et dégagées, mais les résultats restent moins bons pour les zones en pentes fortes ou caractérisées par un couvert végétal important.

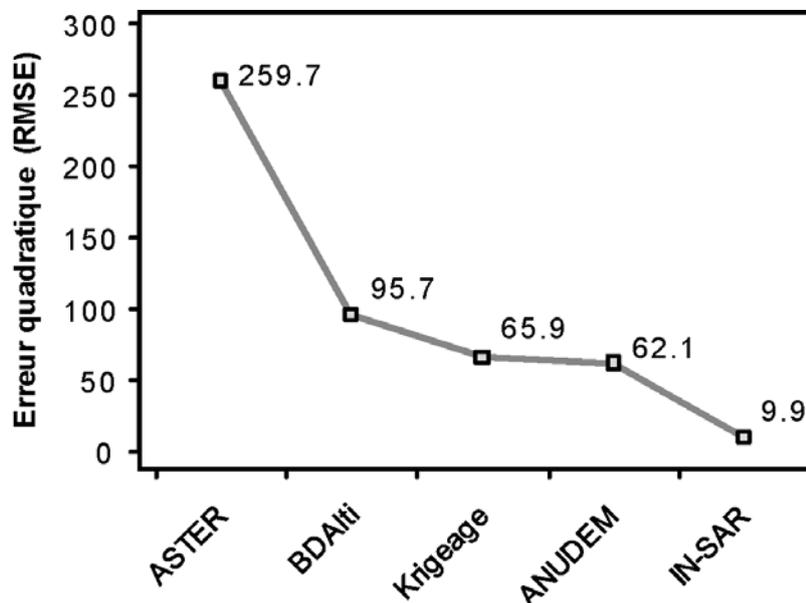


Figure 5.8 : Graphique des erreurs quadratiques moyennes obtenues pour chacun des MNT en comparaison avec le levé LIDAR

La figure 5.8 permet de comparer chacun des MNT en fonction des résultats du calcul de l'erreur quadratique moyenne réalisée sur un semis de 36 000 points de contrôle. Le MNT ASTER reste ainsi largement sous le seuil de tolérance de la précision nécessaire à notre étude, même pour des échelles assez grossières. Cette erreur chute nettement pour les MNT issus de l'interpolation des courbes de niveau, qui restent relativement proches d'un point de vue quantitatif. Finalement, le MNT IFSAR permet d'obtenir une précision largement supérieure, en dépit des critiques qui lui ont été faites précédemment.

Ce dernier reste ainsi un excellent compromis en termes de rapport coût/précision (Figure 7.9). Les tarifs proposés dans le cadre du projet *NextMap* atteignent seulement 7 à 9 €/TTC/km². Ceci rend cette donnée très compétitive, notamment face aux MNT issus des courbes de niveau, pour lesquels il reste difficile de déterminer un coût réel. Cependant, les étapes de digitalisation et de calage/validation des méthodes d'interpolation sont chronophages.

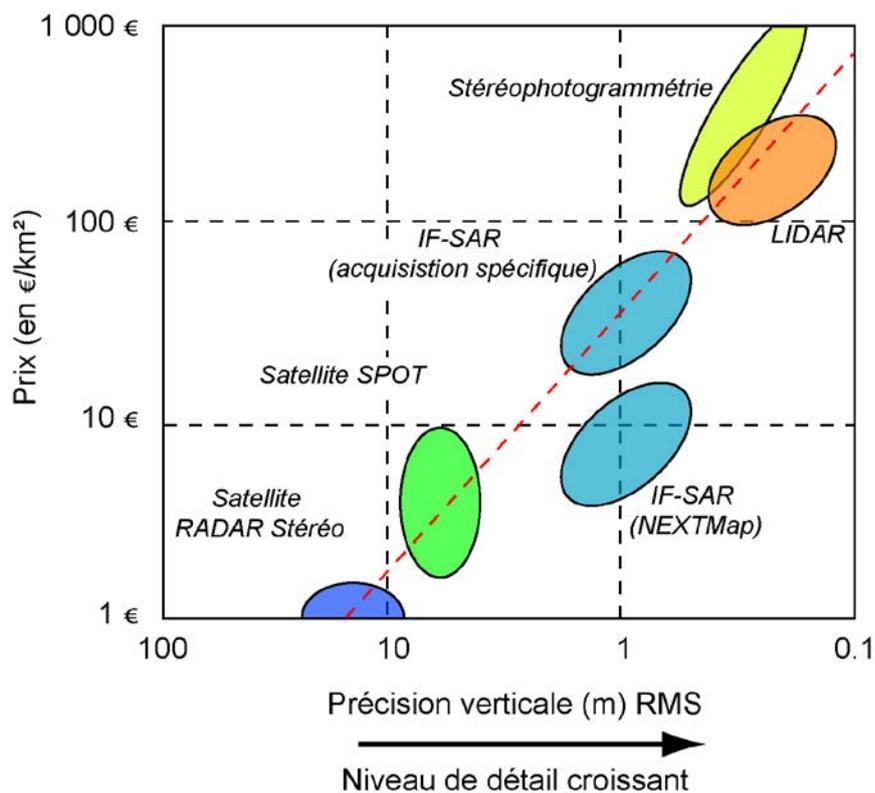
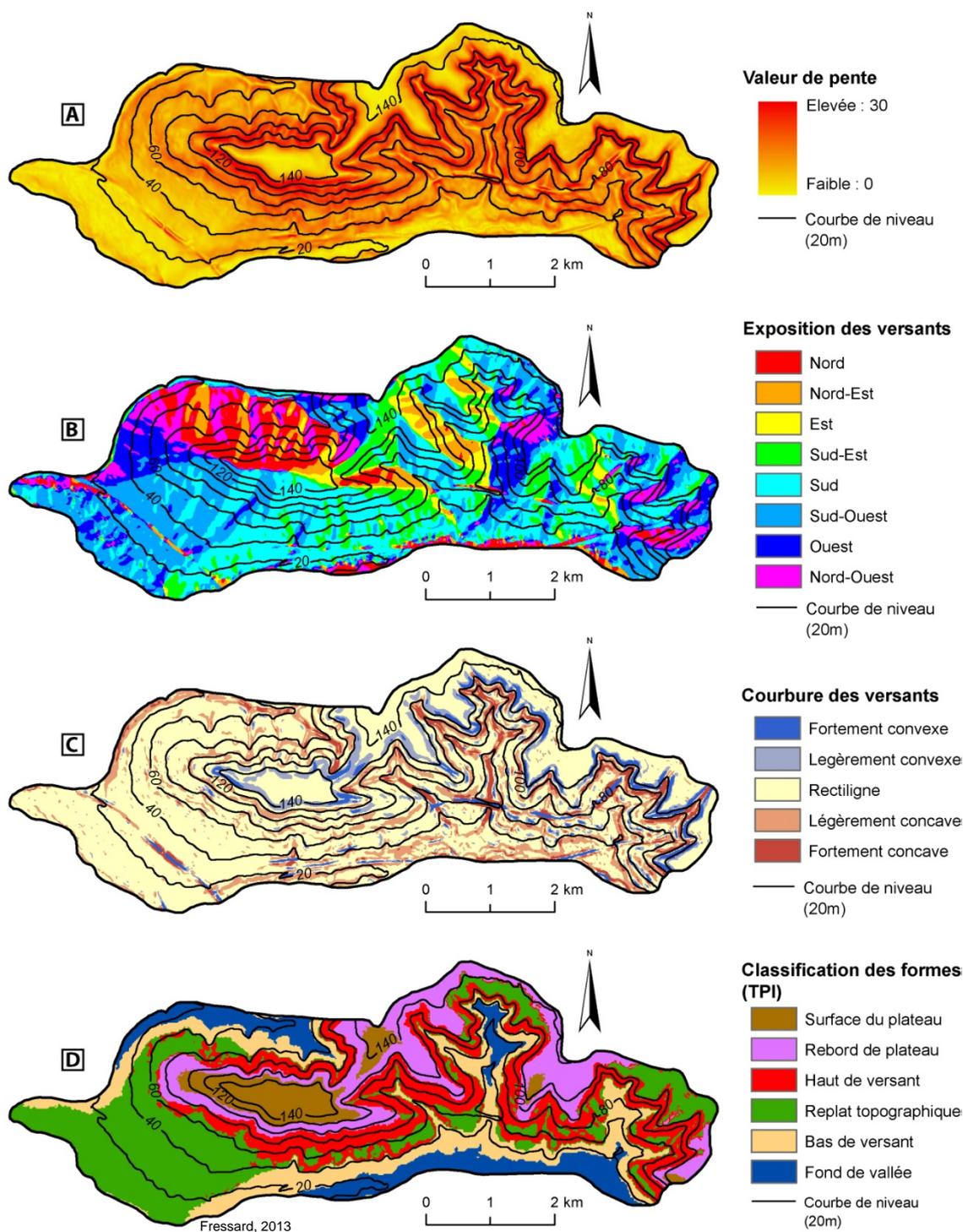


Figure 5.9 : Comparaison des prix unitaires des MNT commerciaux en fonction de leur précision verticale (Mercer, 2004, adapté et modifié)

5.4.5. Extraction des paramètres morphologiques de terrain

L'extraction des paramètres morphologiques de terrain constitue une étape de base du traitement par SIG des MNT. Nous renvoyons ainsi aux différentes notices des divers logiciels SIG pour plus de détails sur les modes de calcul (entre autres, Valenzuela, 1988 ; Hengl *et al.*, 2003 ; Böhner *et al.*, 2006 ; Hofierka *et al.*, 2009). Il s'agit ici uniquement d'illustrer, à titre d'exemples, les différentes possibilités offertes par les plateformes SIG (Figure 5.10).



(A) Carte des pentes, (B) carte de l'exposition des versants, (C) carte de l'aspect des versants (courbure longitudinale) et (D) carte de la classification des formes de terrain (TPI). Exemples de dérivés des MNT calculés sur le site de Pont-l'Évêque.

Figure 5.10 : Exemples de paramètres morphologiques de terrain issus de différents algorithmes sous SIG

5.5. Variables lithologiques

Les variables lithologiques apparaissent comme essentielles dans l'analyse de la susceptibilité aux mouvements de versant. Les cartes représentant ces facteurs sont courantes à petite et méso échelle. À grande échelle, ces données sont cependant rares ou inexistantes et nécessitent donc un effort conséquent de collecte des données et de généralisation cartographique (van Westen *et al.*, 2003). D'autre part, la question de la représentativité des cartes géologiques de type carte des substrats, pose un certain nombre de questions relatives à leur pertinence pour la cartographie de phénomènes de surface.

Cette section propose ainsi une vue détaillée des données préalablement disponibles et acquises spécifiquement sur le site d'étude et les sous-secteurs d'étude afin de répondre de manière pragmatique à la question de la cartographie de la susceptibilité aux mouvements de versant à différentes échelles.

5.5.1. La carte géologique du BRGM

Les cartes géologiques de la *France* sont levées depuis les années 1960 par la *Société Géologique de France* puis, à partir de 1968 par le *BRGM*. Depuis fin 2004, ces cartes sont disponibles en format "vecteur harmonisé". Certaines spécificités locales décrites par les géologues sur certaines cartes ont été transposées dans un système national commun évitant ainsi les "décalages" à la fois sur les descriptions mais, également en termes cartographiques lors du passage d'une feuille à l'autre posant parfois certains problèmes de cohérence. Les données sont disponibles en format vecteur, permettant leur exploitation par SIG (Zammit *et al.*, 2011).

Les cartes géologiques de la *France* au 1/50.000^{ème} sont résolument orientées vers la cartographie des substrats et de leur organisation stratigraphique, négligeant ou minimisant la représentation des formations superficielles. Ainsi, les cartes géologiques disponibles sur le *Pays d'Auge* ne dérogent pas à cette règle. Pour le *Pays d'Auge*, les cartes couvrent l'intégralité du territoire étudié (Figure 5.11). Elles ont été réalisées par périodes successives correspondant aux différentes orientations thématiques et méthodologiques de la cartographie géologique.

Les cartes les plus anciennes (années 1970 et années 1980) correspondent aux feuilles de la partie nord du *Pays d'Auge* (Feuilles du *Havre*, de *Lisieux* et de *Caen*) (Guyader *et al.*, 1970a ; Payren, 1970a ; Rioult *et al.*, 1986b). Les formations superficielles sont très peu abordées que ce soit dans les notices descriptives ou dans leur représentation cartographique. Seules les principales formations de plateau et de fond de vallée sont décrites et cartographiées (loess, argiles à silex et alluvions)

Les cartes des années 1990 (feuilles de *Livarot* et de *Vimoutiers*) (Ménillet *et al.*, 1994a ; Ménillet *et al.*, 1999a) sont nettement plus complètes. Elles proposent, outre une description des substrats, une approche détaillée de la nature des formations superficielles. Cependant, même si ces formations superficielles sont abondamment décrites dans les notices, leur représentation cartographique n'est réalisée que sur la surface du plateau, fond de vallée et glacis colluviaux. La priorité est donc encore donnée aux substrats, notamment sur les versants, qui constituent l'objectif d'analyse principal de cette thèse.

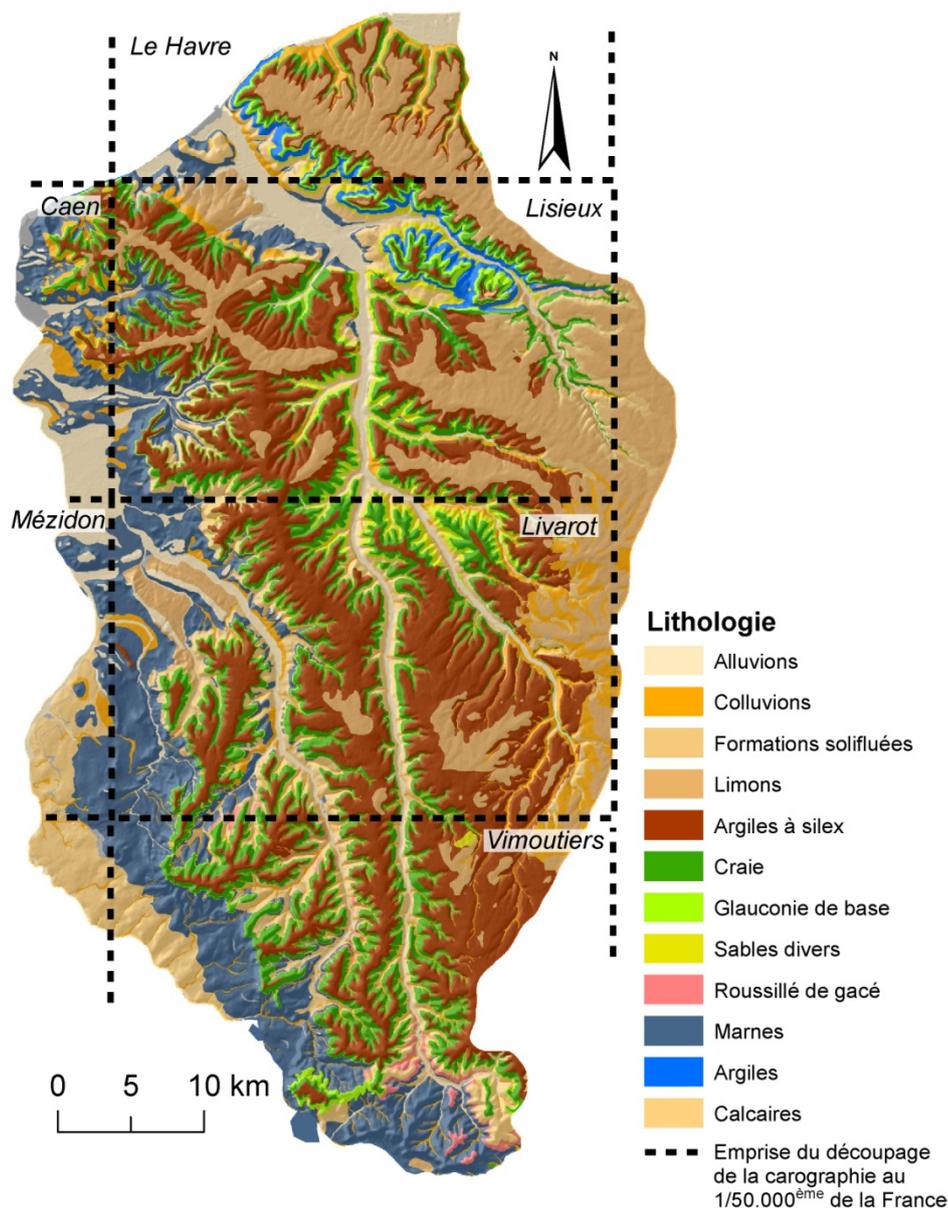


Figure 5.11 : Carte géologique au 1/50.000^{ème} harmonisée du BRGM (BDCharm 50) du Pays d'Auge et emprise des cartes imprimées au 1/50.000^{ème}

5.5.2. Cartographie des formations superficielles

La représentation des formations superficielles constitue un enjeu majeur de cette recherche, notamment pour les glissements superficiels (le type de glissement le plus représenté dans la région).

5.5.2.1. Les cartes des formations superficielles du centre de géomorphologie de Caen

La cartographie des formations superficielles est introduite relativement tard dans la géomorphologie, suite notamment aux travaux de Dewolf (1965 ; 1971). Elles sont définies comme *“les formations continentales, meubles ou secondairement consolidées, provenant de la désagrégation mécanique et de l’altération chimique des roches,*

qu'elles soient restées sur place ou qu'elles aient fait l'objet d'un remaniement ou d'un transport ; et ceci quelles que soient leur genèse et leur évolution. Elles s'individualisent à la fois, par rapport au sol, complexe vivant qui se développe à partir d'elles, et par rapport aux roches-substrats, qui les engendrent et les supportent" (Dewolf, 1965).

La carte des formations superficielles se veut être une alternative opérationnelle à la carte géologique, plus académique. Elle est ainsi considérée comme un outil essentiel pour les études appliquées concernant l'aménagement en milieu rural et urbain (hydrologie de surface, reconnaissance géotechnique, délimitation de zones à risque) (Journaux *et al.*, 1981).

Ces cartes peuvent être réalisées à des échelles différentes suivant les objectifs de leur réalisation. Les cartes synoptiques au 1/200.000^{ème} sont couramment proposées dans la littérature (Dewolf & Bourrié, 2008). D'autres proposent également des vues synthétiques plus détaillées au 1/50.000^{ème}. Enfin, pour une réelle application à l'aménagement, on préfère généralement des échelles plus grandes (>1/10.000^{ème}) (Dewolf, 1965).

En *Normandie*, trois cartes des formations superficielles au 1/50.000^{ème} ont été réalisées dans les années 1970 sous la direction du Professeur André Journaux au *Centre de Géomorphologie de Caen* (Coutard *et al.*, 1971 ; Coutard *et al.*, 1973 ; Coutard *et al.*, 1974). Elles se veulent être un complément à la carte géologique et sont ainsi publiées selon la même emprise spatiale. Deux de ces cartes concernent plus ou moins directement le *Pays d'Auge*, dont l'extension spatiale est reportée sur la figure 5.11. La feuille de *Caen* est située sur la marge nord-ouest du secteur étudié, tandis que la feuille de *Mézidon* chevauche légèrement le terrain d'étude, dans la dépression orthoclinale de la *Dives*. La troisième carte concerne la région de *Bayeux*, située hors du terrain d'étude.

Ces cartes représentent à la fois les principaux substrats et les formations superficielles sous-jacentes. En termes de classification, la première distinction s'opère en fonction de la teneur des formations superficielles en carbonates. Outre le fait que celle-ci soit un bon indicateur de l'état d'évolution des formations, cette distinction illustre bien l'orientation avant tout agronomique de cette carte (Ravenau, 1967). Une seconde classification est opérée en fonction de la granulométrie estimée ou mesurée des formations (argiles, limons, sables, graviers), renseignant plus directement quant à leur nature. La représentation des substrats est, là encore, classée selon leur teneur en carbonates puis, selon leur nature et enfin suivant l'épaisseur de formations superficielles les recouvrant. La méthode de cartographie, c'est-à-dire de généralisation des investigations ponctuelles, est résolument orientée vers une démarche dynamique. Celle-ci cherche des relations entre les zones productrices des formations (par désagrégation des substrats) et, pour les formations sujettes à un déplacement, l'interprétation morphodynamique permet d'évaluer la distribution des formations. Elles nécessitent donc une très bonne connaissance des processus géomorphologiques étant à l'origine de la genèse des formations et de leur éventuel mode de transport. Elles sont ainsi extrêmement dépendantes des cartes géomorphologiques qui sont d'ailleurs levées en parallèle (Coutard *et al.*, 1971b)

L'expérience de ces trois cartes de formations superficielles ne fut finalement pas reconduite sur l'ensemble de la *Normandie*, certainement du fait du caractère long et coûteux d'un tel levé, couplé à une perte d'engouement dans les années 1980 pour ce type d'étude.

Ces cartes seront donc difficilement utilisables directement pour les besoins de notre étude du fait :

- de leur extension spatiale ne couvrant pas une portion de territoire suffisante pour une étude à petite échelle ;
- de l'échelle du 1/50.000^{ème} qui reste trop grossière pour répondre aux objectifs de cartographie fixés ;
- de la volonté de synthèse des cartes au 1/50.000^{ème}, à la fois sur la teneur en carbonates, la granulométrie, la profondeur et le substrat sous-jacent, qui tend à restituer un zonage très complexe, nuisant à la lisibilité de la carte.

Ces cartes constituent tout de même une base solide de connaissances préalables, permettant d'orienter et de faciliter les recherches sur la classification des formations et leurs méthodes de restitution cartographique.

5.5.2.2. Cartographie des formations superficielles adaptée à la recherche

Cette recherche sur les mouvements de versant a nécessité une adaptation des principes de cartographie académique des formations superficielles présentée précédemment, pour se focaliser sur leur utilisation dans le cadre de l'étude et de la modélisation de la susceptibilité.

Trois points fondamentaux ont été ainsi privilégiés pour leur cartographie :

- (1) la lisibilité de la carte ;
- (2) une cartographie avant tout axée sur le faciès des formations ;
- (3) une cartographie reflétant également les processus de mise en place des formations, liés notamment aux dynamiques de solifluxion des versants.

La typologie générale des formations superficielles a été présentée dans le chapitre 2. Celle-ci se base uniquement sur les descriptions de la littérature. Dans une logique de cartographie à échelle détaillée, il est apparu important de revenir sur certains points de leur description afin de préciser la classification retenue dans le cadre de cette étude.

5.5.2.3. Méthode d'investigation

La méthode de cartographie se base sur l'observation directe (sondages à la tarière et observation sur des coupes naturelles) des matériaux sur le terrain. Ceux-ci ont été couplés avec les données d'archives disponibles dans la *Base de Données du Sous-Sol harmonisée* (BDSS), accessibles depuis le site internet "*Infoterre*"⁴ du BRGM. Les données collectées sont ensuite interprétées le long de transects représentatifs. Cette analyse vise à établir un lien morphogénique entre les zones sources (productrices de formations superficielles) et leurs éventuelles dynamiques de transport le long du versant. L'objectif principal réside donc dans la mise en relation des types de formations superficielles observées dans les sondages avec (1) leur substrat parent, (2) leur positionnement sur le versant et (3) l'éventuelle morphologie caractéristique que certains dépôts impriment sur les versants.

⁴ www.infoterre.fr

La richesse et le volume d'informations disponibles localement dans la BDSS justifient le choix du terrain d'étude. Ainsi, une base de 82 forages accompagnés de leurs interprétations respectives fut disponible au départ de ce travail. Ceux-ci décrivent de manière plus ou moins précise la nature des formations superficielles et substrats sur des profondeurs variables allant de 2 à 70 mètres. Ces données ont été complétées sur le terrain par la réalisation de 26 sondages à la tarière manuelle, sur des profondeurs allant de 1 à 3,50 mètres. À partir de ces données, six transects représentatifs de différents environnements topographiques ont été réalisés (morphologie du versant et exposition) (Figure 5.12).

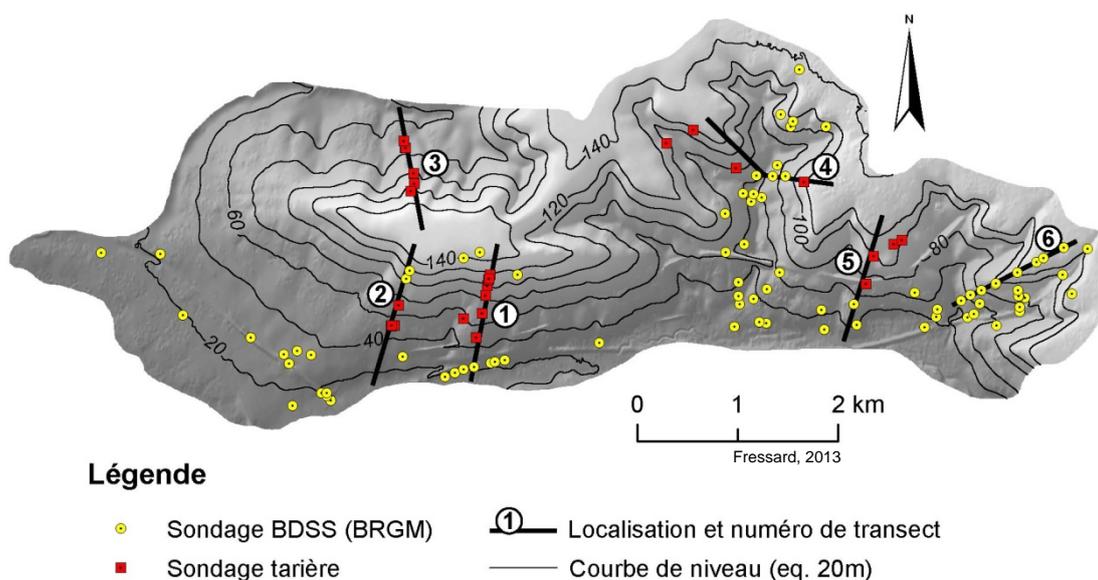


Figure 5.12 : Carte de localisation des sondages et des transects réalisés sur le site d'étude de Pont-l'Évêque

5.5.2.4. Règles de restitution cartographique et résultats

Ces différents transects (Figure 5.12) permettent de dresser une typologie détaillée des formations superficielles. Cette typologie est organisée suivant **trois niveaux hiérarchiques** :

- (1) le **premier niveau** concerne le **lien entre les formations et leur substrat parent**. Ce niveau permet une première distinction générique en trois types : formations autochtone, formation allochtone et formation sub-autochtone ;
- (2) le **second niveau** décrit la **lithologie des formations** observées. Ce dernier constitue le **niveau restitué pour la cartographie finale** ;
- (3) le **troisième niveau** a été créé afin de **faciliter la cartographie**, notamment pour le **type de formation sub-autochtone**. Dans certains cas, ces formations peuvent être caractérisées par des successions horizontales et verticales complexes sur les versants. Plusieurs configurations types ont ainsi été identifiées afin d'en restituer précisément les limites.

La cartographie a été réalisée sur la base de quatre documents de référence qui permettent la généralisation des observations : la carte géologique du BRGM au 1/50.000^{ème}, la carte morphodynamique au 1/10.000^{ème}, la carte des pentes et la carte de l'exposition des versants extraites du MNT IFSAR.

Afin d'illustrer cette présentation, trois **transects types** sont présentés au fil du texte (Figures 5.13, 5.14 et 5.15).

- Type 1 : formations autochtones

Les formations autochtones ne posent pas de problème fondamental de cartographie dans la mesure où leur localisation correspond directement à celle de leur substrat parent localisé sur la carte géologique du BRGM. Leur délimitation latérale peut parfois être précisée par l'apport de connaissances plus détaillées, fournies notamment par des sondages et les MNT.

- **Type 1.1 : les argiles à silex** sont des formations d'altération épaisses (pouvant atteindre plus de 15 mètres localement). Leur origine est ancienne, provenant de l'altération de la craie du Cénomaniens sur les plateaux. Ces formations couvrent l'ensemble de la surface du plateau, ainsi que ses rebords (partie amont des versants, craie du Cénomaniens sur la carte géologique). Dans certains cas, les argiles à silex peuvent également être considérées comme des formations sub-autochtones (cf. type 3).
- **Type 1.2 : les altérites de craie** sont une altération très superficielle de la craie du Cénomaniens lorsque celle-ci affleure sur pente forte (>25%). Les altérites de craie n'apparaissent que très ponctuellement en rebord de plateau.
- **Type 1.3 : les altérites de marne** sont une altération superficielle des substrats marneux et marno-calcaires. Il s'agit d'une formation cohérente. Les altérites de marne affleurent systématiquement sur les substrats apparentés (marnes du Kimméridgien, marnes de Villers etc.).
- **Type 1.4 : les altérites de calcaire** peuvent localement affleurer en partie basale des versants sur les substrats de calcaires oolithiques.

- Type 2 : formations allochtones

Dans ce cas, la genèse de la formation est exogène au site d'étude. La formation a ainsi fait l'objet d'un transport important avant son dépôt. **Deux types de formations allochtones** sont identifiés :

- **Type 2.1** : correspond à **l'ensemble des alluvions**. Pour cette étude, aucune distinction n'a été faite entre les alluvions récentes, anciennes et entre les différentes granulométries des sédiments.
- **Type 2.2** : correspond aux **dépôts de lœss (éoliens)** sous forme de lentilles. Deux types de formations de lœss ont été définis en fonction de leur positionnement topographique :
 - **Type 2.2.a : les lœss localisés sur la surface des plateaux**. Ceux-ci recouvrent localement les argiles à silex ;
 - **Type 2.2.b : les dépôts de lœss localisés sur les versants**. Ils constituent généralement des replats en partie aval (Figure 5.13).
- **Type 2.3** : est constitué des **remblais anthropiques** majeurs, dont le volume est suffisamment significatif pour être cartographié à cette échelle. Ceux-ci correspondent principalement aux remblais de l'autoroute A13 et aux voies de chemin de fer.

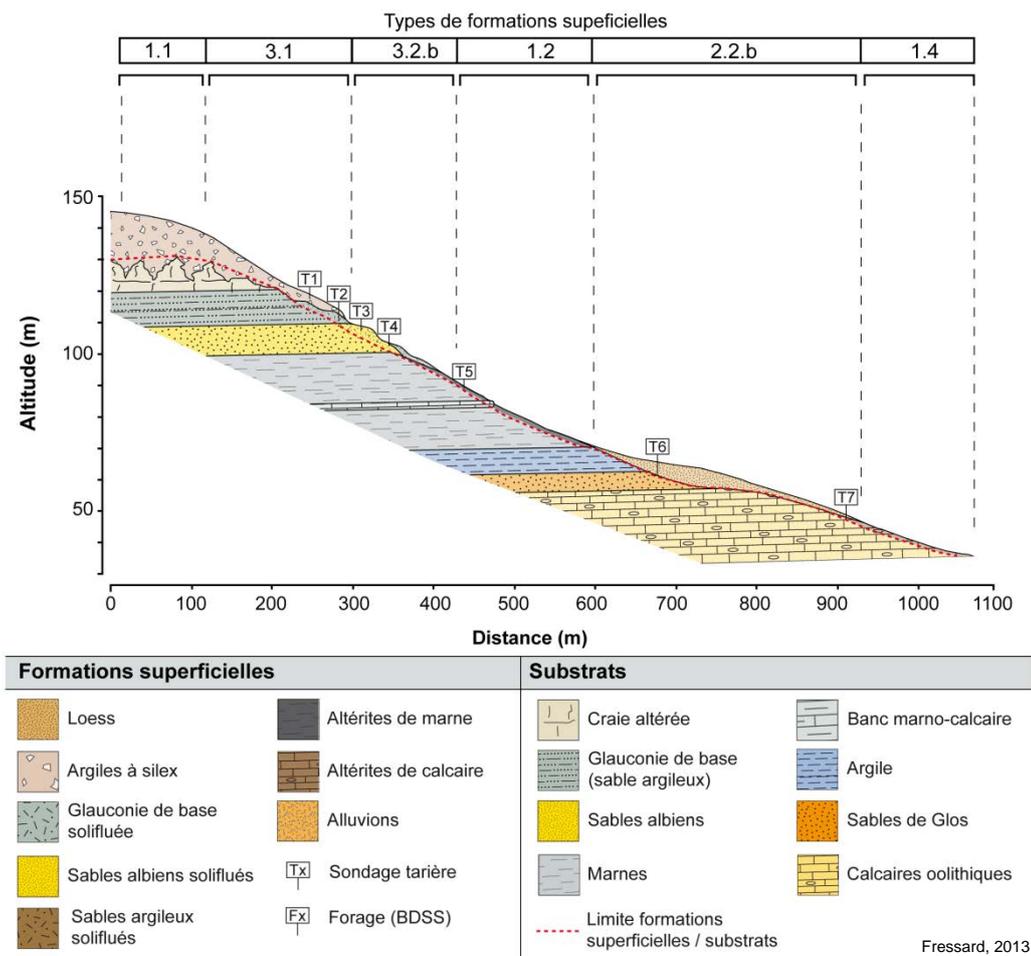


Figure 5.13 : Transect interprétatif numéro 1 représentant la succession des différents types de formations superficielles observées le long du versant (localisation sur la figure 5.12)

- Type 3 : formations sub-autochtones

Les formations sub-autochtones sont d'un intérêt majeur pour cette cartographie des formations superficielles à orientation géotechnique, dans la mesure où elles constituent les principales formations de versant observées.

Celles-ci sont caractéristiques des versants affectés par des phénomènes de solifluxion/reptation. La formation est ainsi affectée par un transport relativement modeste (de quelques centaines de mètres à environ un kilomètre) de l'amont vers l'aval du versant. Dans certains cas, celle-ci peut être restée en contact avec son substrat parent.

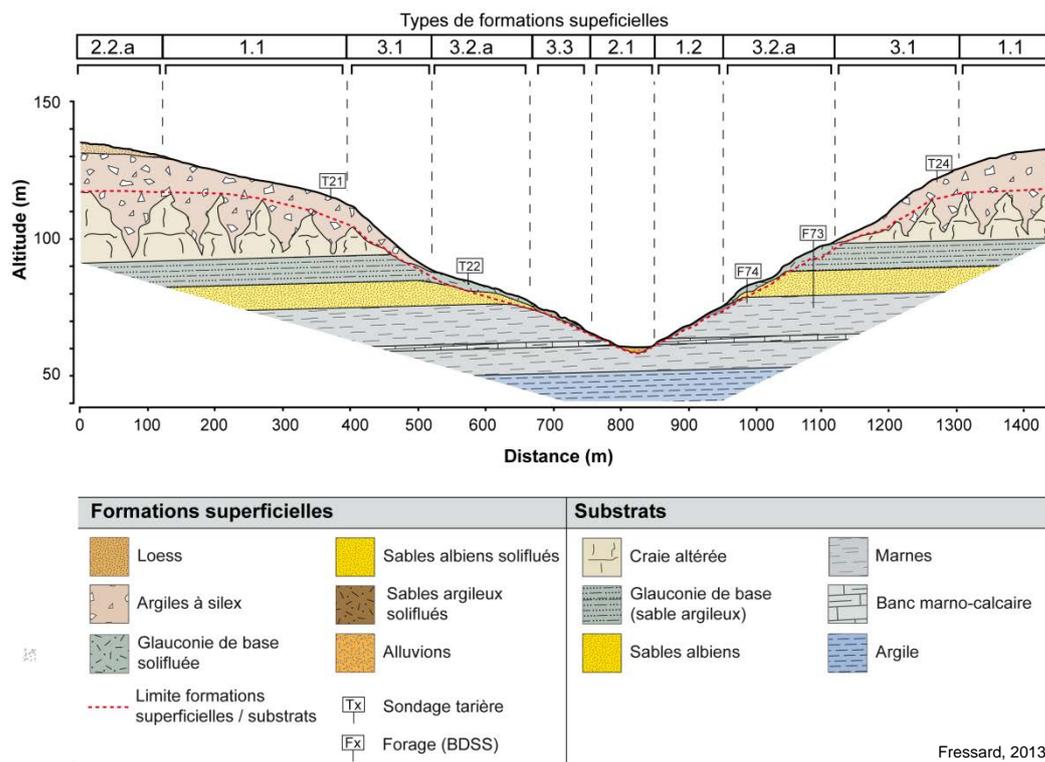


Figure 5.14 : Transect interprétatif numéro 4 représentant la succession des différents types de formations superficielles observées le long du versant (localisation sur la figure 5.12)

Leur cartographie nécessite donc une bonne connaissance de la dynamique des déplacements à l'origine du dépôt. Les différents profils interprétatifs constituent ainsi un outil fondamental dans l'interprétation.

La logique de répartition de ces formations est définie par une succession irrégulière le long du versant. Plusieurs types peuvent se superposer sous forme de couches successives et/ou d'un remaniement. L'analyse des profils interprétatifs a permis de distinguer **cinq configurations de référence** permettant de décrire et de généraliser cette succession complexe :

- **Type 3.1** est caractérisé par la **reptation des argiles à silex** sur les parties sommitales des versants. Celles-ci sont généralement aisément identifiables dans la mesure où elles se confinent uniquement aux parties sommitales des versants, sur les pentes les plus raides. Dans la majeure partie des cas, la déconnexion des argiles à silex avec leur substrat parent ne dépasse pas la centaine de mètres. La terminaison aval de ce type de formation se caractérise par une nette rupture de pente (Figures 5.13, 5.14 et 5.15).
- **Type 3.2** est constitué par le fluage des couches de **glauconie de base** et des **sables de l'Albien** de manière plus ou moins régulière, caractérisé par un remaniement limité des différentes formations. Pour ce type de configuration, trois sous types peuvent être identifiés, en relation avec les successions horizontales et verticales des formations le long du versant :
 - **Type 3.2.a** : les formations de glauconie de base et des sables de l'Albien sont affectées par un **fluage régulier et globalement**

équivalent. On retrouve ainsi en surface, la succession glauconie de base/sables albiens déconnectée généralement de 100 à 200 mètres de leur substrat parent. Dans ce cas de figure, la glauconie de base a tendance à dominer en terme de répartition sur le versant (Figure 5.14) ;

- **Type 3.2.b :** localement la glauconie de base a pu être affectée par un **plus fort déplacement.** La succession sur le versant des deux principales formations tend alors à s’inverser avec sables albiens/glauconie de base (Figure 5.13). La déconnexion reste comprise entre 100 et 200 mètres. L’identification d’un “*signal*” topographique et/ou morphologique permettant de distinguer les types 3.2.a et 3.2.b reste délicat. Leur généralisation a donc majoritairement été dictée par leur localisation dans les sondages ;
- **Type 3.2.c :** certains profils ont permis d’identifier un **déplacement beaucoup plus important** (env. 1 kilomètre) des formations en question sur le versant (Figure 5.15). On retrouve ainsi ponctuellement, la succession des trois couches (argiles à silex, glauconie et sables) sur l’ensemble du versant. Ces versants s’identifient bien par leurs pentes plus modérées caractérisées par des lobes semi-circulaires d’une taille très importante.

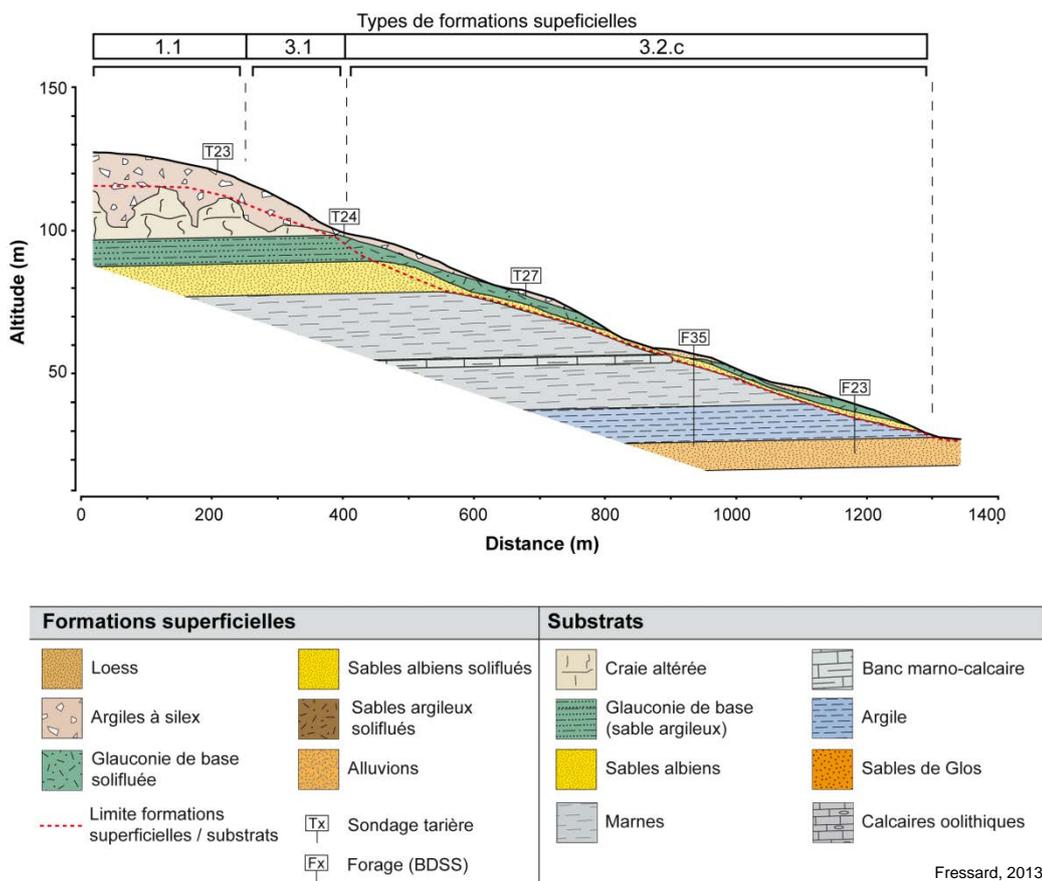


Figure 5.15 : Transect interprétatif numéro 5 représentant la succession des différents types de formations superficielles observées le long du versant (localisation sur la figure 5.12)

- **Type 3.3** : Les cas de figure présentés précédemment semblent correspondre à des dynamiques héritées. Dans certains cas, la dynamique de solifluxion sur le versant montre des **signes manifestes d'activité**, se traduisant également dans le faciès des formations rencontrées (Figure 5.14). Ainsi, les lobes de solifluxion actifs, identifiés dans la carte morphodynamique montrent systématiquement une formation plus hétérométrique, décrite ici sous le terme de sables argileux soliflués.

La carte des formations superficielles est ensuite interprétée et retranscrite suivant les différentes règles énoncées ci-dessus. Les secteurs relatifs aux formations autochtones et allochtones restent dans la lignée directe de la carte géologique du BRGM, même si les limites ont pu être largement précisées. Les principales différences concernent les formations de versant, pour lesquelles un niveau de détail important a pu être atteint suite aux investigations (Figure 5.16).

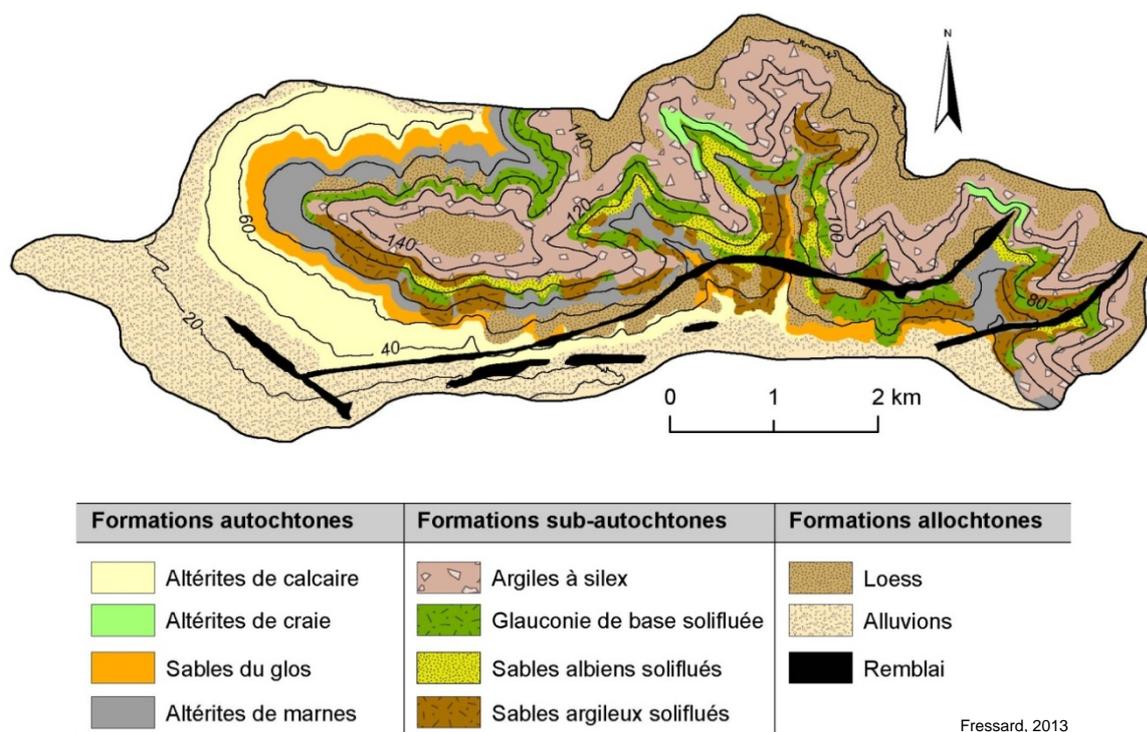


Figure 5.16 : Carte des formations superficielles dressée au 1/10.000^{ème} sur le secteur de Pont-l'Évêque

5.6. Variables d'occupation du sol

La variable d'occupation du sol constitue un paramètre essentiel à la cartographie de la susceptibilité. Ces variables peuvent être directement disponibles dans des bases de données nationales ou internationales et peuvent également être produites spécifiquement.

Tout comme pour les autres paramètres utilisés pour la cartographie de la susceptibilité, le coût d'acquisition est corrélé avec la qualité de la donnée. Cette section propose une vue d'ensemble des données acquises pendant ce travail de thèse. Différents types de données, en terme de qualité/précision, mais également sur le type de représentation de l'occupation du sol et de son évolution sont présentés. Les

données sont disponibles à des résolutions et sur des étendues géographiques variables, permettant une application de la cartographie de la susceptibilité à différentes échelles.

5.6.1. Données à échelle régionale : la base de données Corine Land Cover

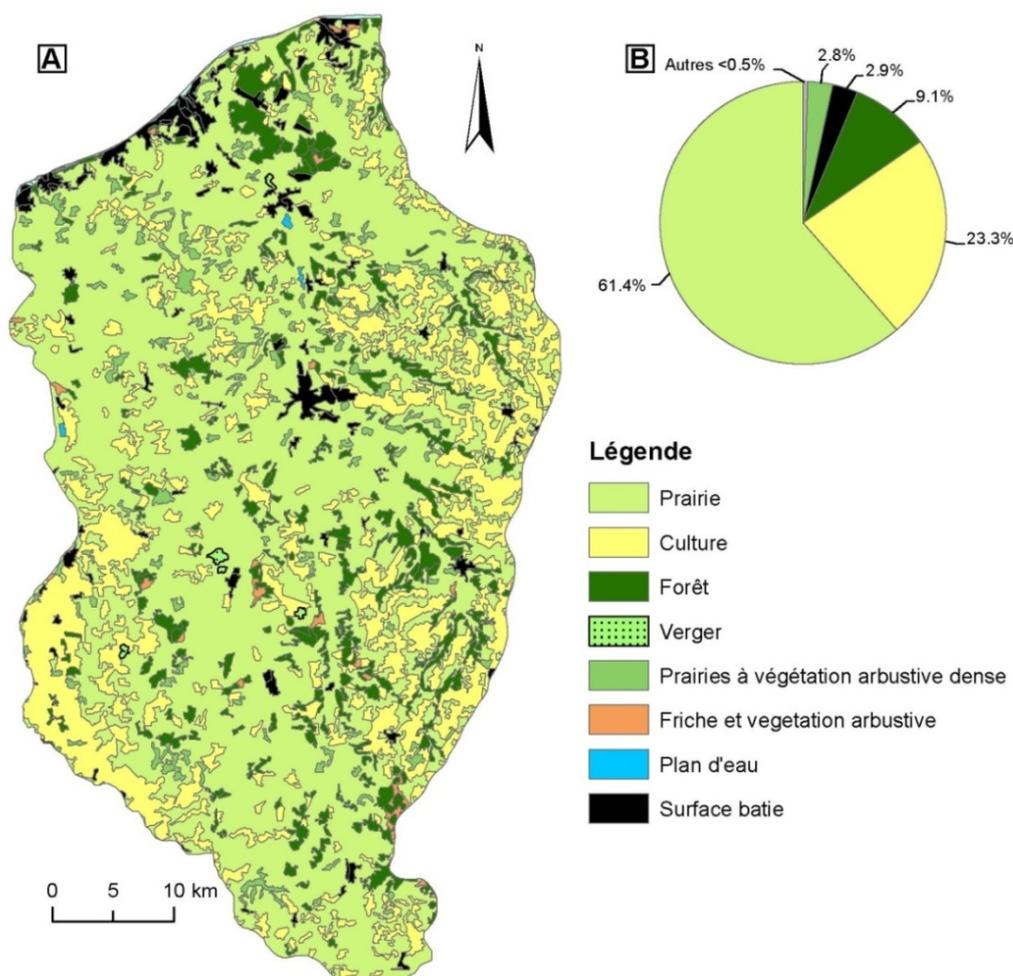
Corine Land Cover est un projet de cartographie de l'occupation du sol européen piloté par l'**Agence Européenne de l'Environnement** (AEE). La base de **données est produite au 1/100.000^{ème}** pour 38 pays. Elle se base sur l'interprétation d'images satellites SPOT et LANDSAT sous forme d'îlots homogènes de 25 hectares exceptionnellement réduits à 5 hectares dans certains cas particuliers (Bossard *et al.*, 2000). La nomenclature, harmonisée pour l'ensemble des pays partenaires, se base sur une organisation en trois niveaux, proposant ainsi différents degrés de précision pour la typologie de l'occupation du sol (Büttner *et al.*, 2002).

Pour la cartographie de la susceptibilité à échelle régionale, la carte d'occupation du sol retenue se base sur une simplification du troisième niveau de la classification *Corine Land Cover*. L'objectif de cette simplification est de limiter le nombre de classes de la base de données, tout en préservant l'essentiel de l'information. Les types d'assolement représentant des surfaces trop petites (<0,1% du secteur d'étude) ont été regroupés avec des classes disposant de caractéristiques proches. De la même manière, l'ensemble des classes relatives aux "zones artificialisées" (par ex. zone urbaine, zone portuaire, zone industrielle) ont été regroupées sous la classe plus générique de "surface bâtie". Les catégories "systèmes cultureux et parcellaires complexes" et "surfaces essentiellement agricoles, interrompues par des espaces naturels importants" ont été regroupées sous le terme plus général de "prairie à végétation arbustive dense", correspondant aux systèmes de petits îlots parcellaires de fond de vallée, caractérisés par des assolements de prairie entrecoupés de friches, bosquets et haies larges.

En l'absence d'images satellites de résolution suffisante à disposition⁵, aucun autre essai de cartographie systématique de l'occupation du sol à échelle régionale n'a été réalisé.

À échelle régionale, des données *Corine Land Cover* indiquent une large dominance de la prairie, représentant 61,4% de la surface totale. Les parcelles de culture sont également dominantes (23,3%), notamment dans la partie sud-ouest du *Pays d'Auge* (plaine de la *Dives*) et dans la partie est (plateau faisant la transition avec le *Lieuvin* et le *Pays d'Ouche*). Les surfaces boisées ne représentent que 9,1% de la surface totale et sont caractérisées par de petits îlots distribués de manière régulière sur le territoire. La surface bâtie représente 2,9% du territoire et se concentre principalement le long de la bande littorale et autour des villes de *Lisieux* et *Pont-l'Évêque*. Les espaces classés comme "prairie à végétation arbustive dense" représentent 2,8% du total étudié. Le reste des assolements est négligeable, puisque représentant moins de 0,5% du secteur d'étude. D'une manière générale, on note la faible représentation des vergers dans la base de données *Corine Land Cover* qui, même si leur proportion a été largement réduite depuis les années 1950, représentent toujours une part non négligeable de l'occupation du sol, notamment dans le *Sud Pays d'Auge* (Marie, 2009).

⁵ Les images LANDSAT disponibles gratuitement à une taille de pixel de 30 ont été testées *via* la classification multi-spectrale, mais les résultats ne sont pas concluants du fait de la qualité limitée de la donnée de base. La classification multi-spectrale des images SPOT constitue une alternative sérieuse à la base de données *Corine Land Cover*, mais celles-ci n'ont pu être disponibles pour l'ensemble du *Pays d'Auge*.



(A) carte générale du Pays d'Auge et (B) diagramme de la distribution de la surface occupée chacun des assolements représentés

Figure 5.17 : Carte d'occupation du sol du Pays d'Auge réalisée à partir des données Corine Land Cover

5.6.2. Cartographie de l'occupation du sol à échelle détaillée

5.6.2.1. Contexte général

Pour l'approche à échelle détaillée, la base de données *Corine Land Cover* est considérée comme inappropriée dans la mesure où celle-ci est fournie pour un travail au 1/100.000^{ème} (Thiery, 2007). L'alternative proposée dans le cadre de ce travail a consisté en la photo-interprétation manuelle des images aériennes de l'IGN, disponibles gratuitement dans le cadre d'une convention IGN/Université.

La digitalisation s'opère parcelle par parcelle à l'échelle du 1/5.000^{ème}. La typologie de l'occupation du sol est divisée en dix classes, selon la classification proposée par Marie (2009) (Figures 5.18 et 5.19). Cette classification offre notamment l'avantage de proposer une évaluation qualitative de la densité d'arbres contenus dans les prés-vergers, qui constitue une des caractéristiques majeurs de l'occupation du sol de la région (cf. chapitre 2§2.4).

5.6.2.2. Le besoin d'une approche diachronique

Les principales transformations de l'occupation du sol observables depuis les années 1950 concernent la diminution de la part des prés-vergers et la croissance de l'urbanisation (cf. chapitre 2). Cette perte généralisée d'un assolement au couvert racinaire développé constitue, *a priori*, un facteur important à prendre en compte lors de la cartographie de la susceptibilité et de l'aléa mouvement de versant.

Plus qu'une cartographie de l'occupation des sols actuelle, une analyse diachronique ainsi qu'une étude de la trajectoire passée de l'occupation du sol sont apparues dans ce cas, plus pertinentes. En effet, ceci permet d'évaluer à la fois quantitativement, et spatialement les dynamiques récentes de modification du milieu, dont l'influence dans la prédisposition aux mouvements de terrain non négligeable.

Cette étude se base ainsi sur l'analyse de cinq séries d'images aériennes de l'IGN régulièrement distribuées sur soixante-trois ans entre 1947 et 2010 (1947 ; 1972 ; 1984 ; 1997 et 2010). Les images imprimées ont été orthorectifiées afin de permettre une superposition parfaite des différentes dates.

Les figures 5.18 et 5.19 illustrent l'évolution de l'occupation du sol entre 1947 et 2010 sur le secteur de *Pont-l'Évêque*.

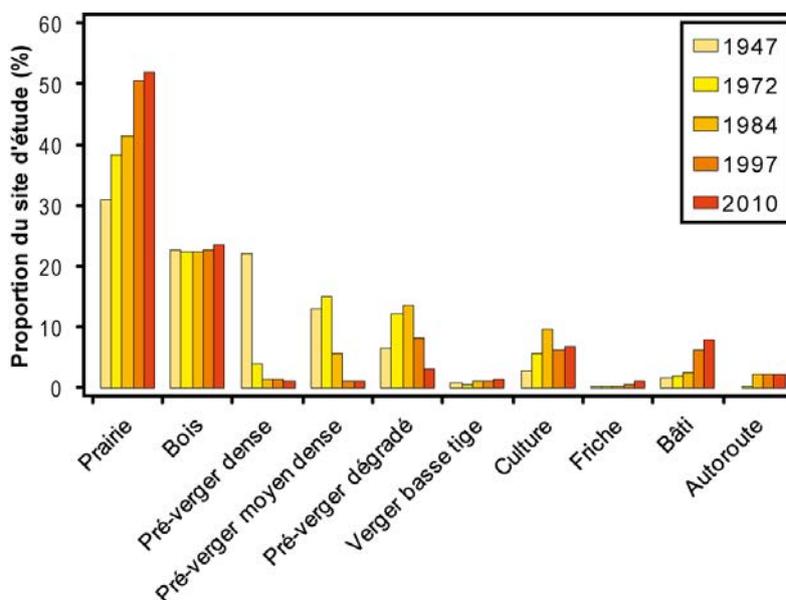


Figure 5.18 : Évolution des assolements du secteur de *Pont-l'Évêque* sur la période 1947-2010

Entre 1947 et 2010, on constate une nette augmentation de la part des prairies permanentes. Cette augmentation s'opère de manière progressive sur l'ensemble de la période, passant de 31 à 52% de la surface totale du secteur d'étude. À l'inverse, l'ensemble des prés-vergers est en nette diminution avec, par exemple, les prés-vergers denses qui passent de 22% à 1% de la superficie totale. L'urbanisation est également nettement visible. En 63 ans, la part du bâti passe de 2 à 8% et on note la construction, au début des années 1970, de l'autoroute A13. Les parcelles de cultures sont également en nette augmentation, principalement entre 1947 et 1984. À l'inverse, les espaces forestiers ainsi que les vergers hautes tiges conservent les mêmes proportions sur l'ensemble de la période analysée.

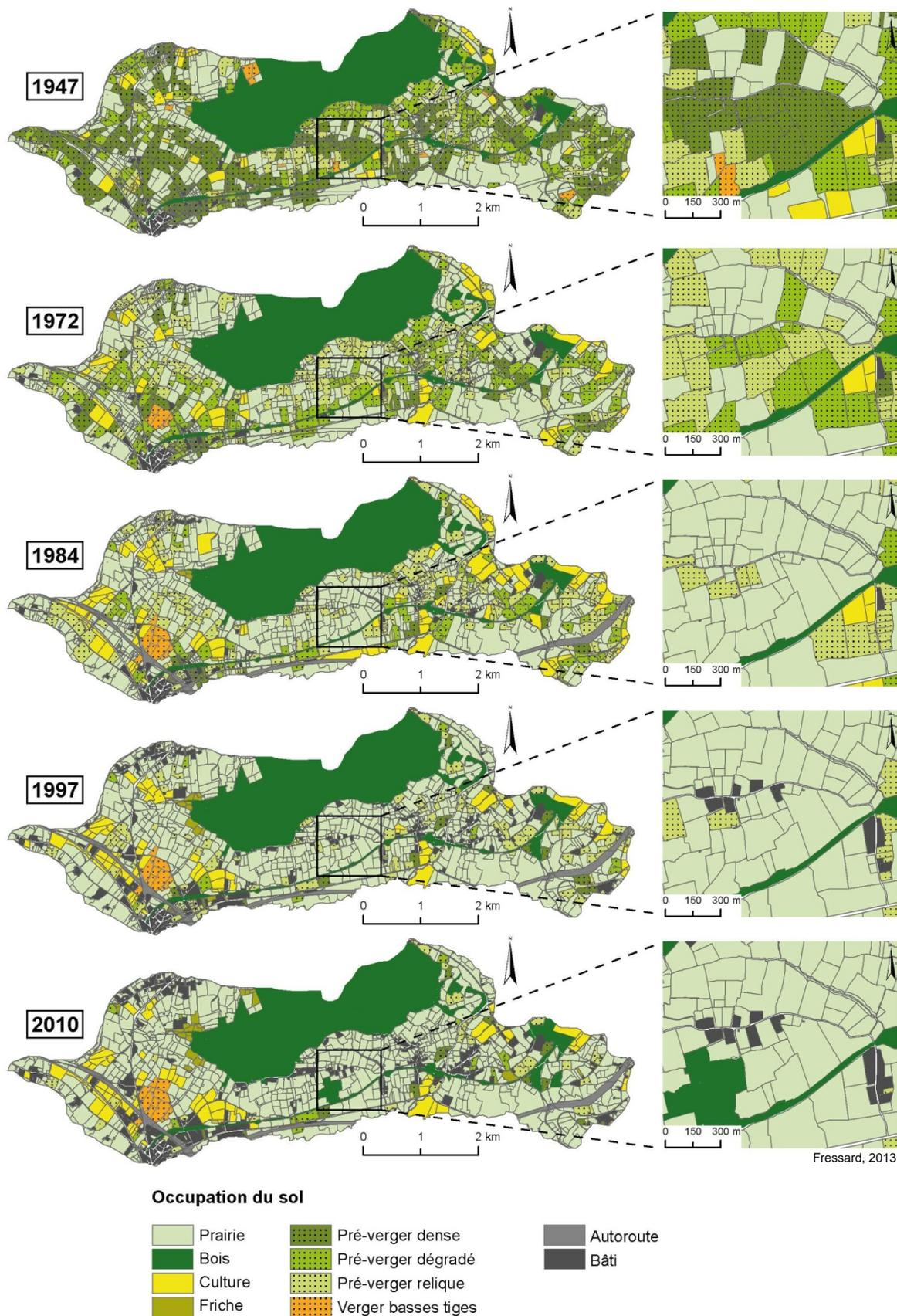


Figure 5.19 : Cartographie multidates de l’occupation du sol sur le secteur d’étude de Pont-l’Évêque (période 1947-2010)

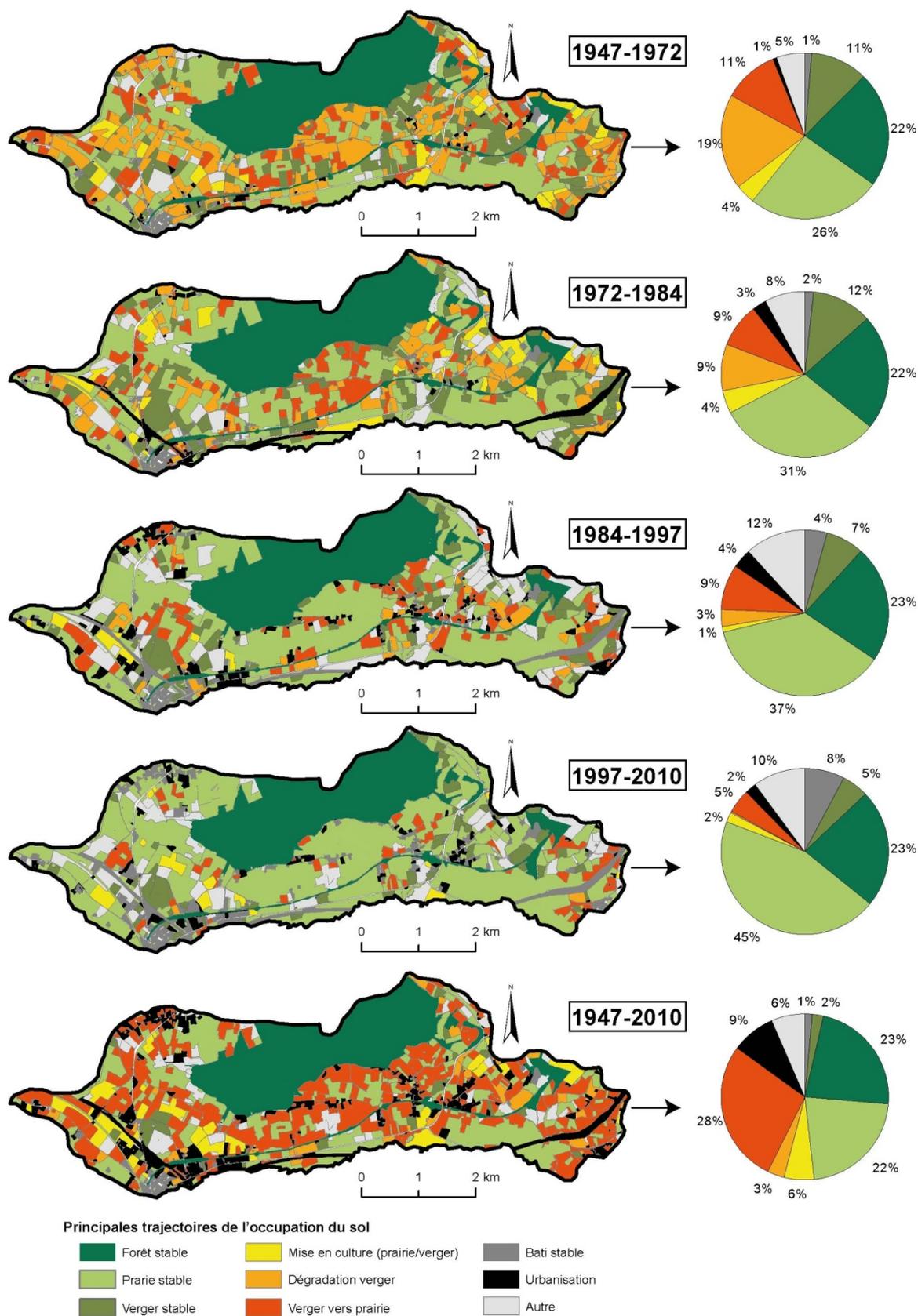


Figure 5.20 : Cartes synthétiques successives de l'évolution trajectorielle de l'occupation du sol sur le secteur d'étude de Pont-l'Évêque (période 1947-2010).

Pour compléter cette analyse “statique” de l’occupation du sol, la figure 5.20 montre les résultats de l’étude trajectorielle. Celle-ci permet d’aller plus loin, en intégrant à chaque date cartographiée l’assolement de la date précédente, permettant une véritable analyse dynamique de la trajectoire des changements d’occupation du sol.

Les cartes synthétiques successives, présentées dans la figure 5.20, ne font état que des principales trajectoires, du fait de l’impossibilité d’en représenter un ensemble exhaustif par une approche cartographique.

Fait marquant et déjà évoqué, la transformation quasi généralisée des prés-vergers (identifiés sur les images de 1947) en prairie permanente. Cette dynamique s’opère sous forme d’une dégradation progressive des pré-vergers denses (majoritaires en 1947) en pré-vergers plus clairsemés, jusqu’à disparition totale du complantage. L’intensité de ce processus apparaît plus importante sur le début de la période étudiée (1947-1984).

L’urbanisation ainsi que la mise en culture se réalisent, là encore, au détriment de la prairie et des prés-vergers.

Finalement, la comparaison entre 1947 et 2010 est assez éloquente puisque plus de 52% de la surface du secteur d’étude a subi des transformations en 63 ans.

5.6.2.3. Analyse de la densité d’arbres

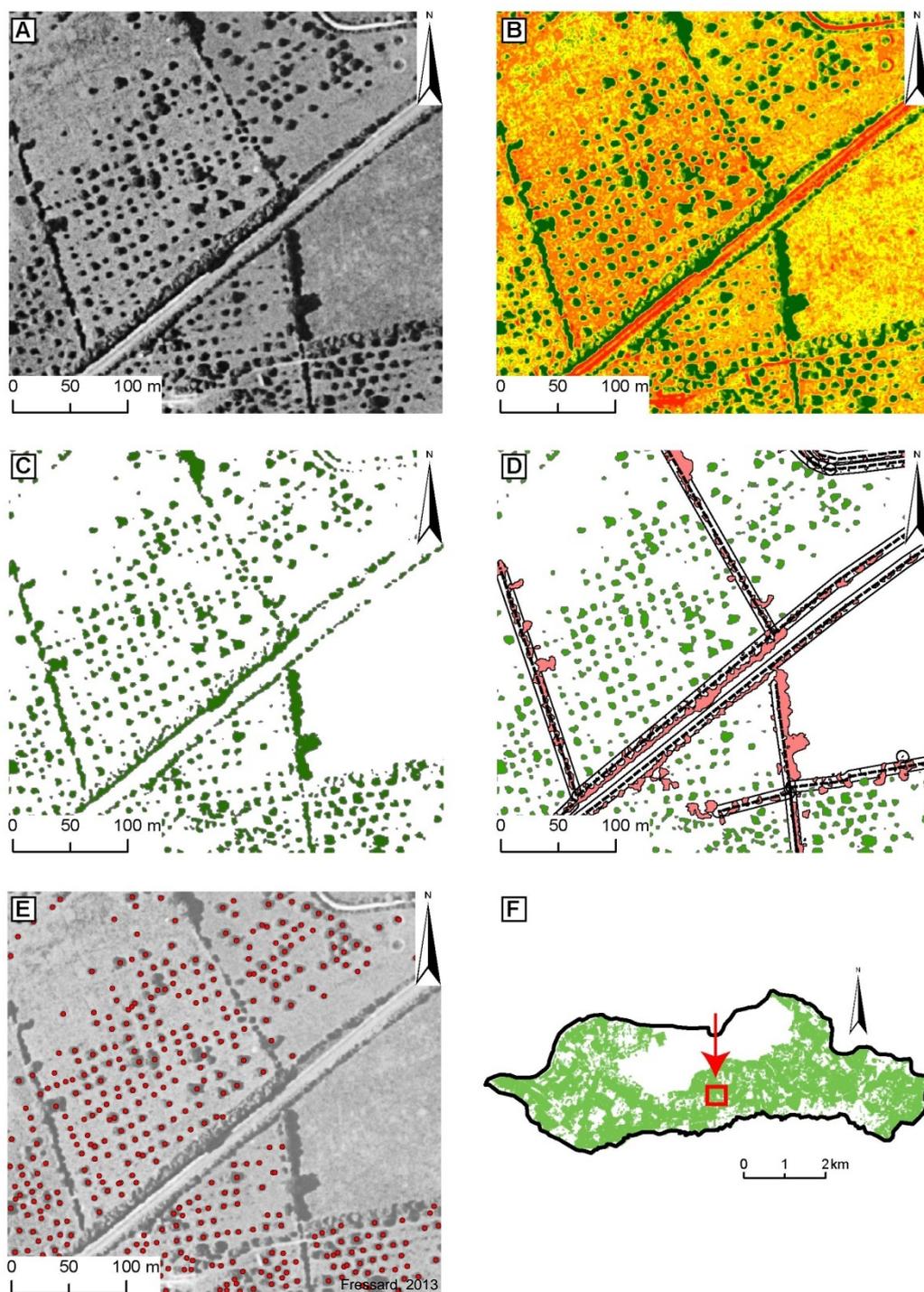
Pour aller plus loin dans la quantification de l’évolution de l’occupation du sol, une approche centrée sur l’évolution de la densité d’arbres contenus dans les vergers a été réalisée à échelle large.

La configuration des images de 1947 et de 2010 a ainsi permis l’extraction automatique de chacun des arbres et arbustes de la zone. Cette étape de cartographie a été réalisée par simple reclassification de l’image pour la série de 1947 (image monochrome 1 bande noir et blanc). Pour l’année 2010, le canal rouge permettant une meilleure distinction de la végétation a été sélectionné.

La procédure est schématisée sur la figure 5.21. Celle-ci s’opère en cinq **étapes successives** :

- (1) après exclusion des secteurs forestiers, discrétisation de l’image brute en un nombre limité de classes (<20) et affichage en “*fausses couleurs*” afin **d’identifier visuellement les valeurs de pixel caractéristiques des arbres** (Figure 5.21 A et B) ;
- (2) **reclassification binaire de l’image** en fonction des valeurs identifiées durant l’étape 1 (Figure 5.21.C) ;
- (3) **conversion de l’image binaire en polygones**. La seconde partie de cette étape vise à appliquer un **premier filtrage** afin d’éliminer les artefacts. Les polygones de trop petite taille, correspondant au “*bruit*” de l’image, sont éliminés (la limite est fixée à 4 pixels, soit 1 mètre carré au sol). Une **seconde étape de filtrage** est alors appliquée, visant à éliminer les polygones constitutifs des haies bocagères disposant de la même signature spectrale que les arbres des vergers. Celles-ci, préalablement digitalisées, sont utilisées. Une zone tampon de 5 mètres est appliquée autour du linéaire de haie digitalisé. Des polygones entrant en intersection avec cette zone tampon sont ensuite éliminés (Figure 5.21.D) ;

- (4) **conversion des polygones en points** selon leur centroïde. Une dernière **correction visuelle** est appliquée, visant à éliminer les artéfacts restants et à **ajouter manuellement les éléments non reconnus** par la reclassification (Figure 5.21 E).



(A) image brute, (B) affichage en fausses couleurs, (C) reclassification binaire de l'image, (D) conversion en polygones et élimination des haies, (E) conversion des polygones en points et (F) localisation du zoom sur le site de Pont-l'Évêque

Figure 5.21 : Les différentes étapes successives de la méthode d'extraction des arbres des prés-vergers, exemple des images aériennes de 1947

Finalement, plus de 68 000 arbres sont identifiés sur l'image de 1947, contre environ 23 000 sur l'image de 2010, soit un taux de variation de -66%.

Sur la base de ces mesures, la densité d'arbres peut être calculée, permettant une évaluation spatiale de cette évolution. Ceci constitue une donnée de base importante pour la cartographie de la susceptibilité à échelle détaillée.

Le calcul des densités a été réalisé *via* la méthode de la densité de noyau de Kernel (Silverman, 1986) paramétrée pour un radius de 250 mètres. Ce paramètre est sélectionné de manière itérative afin de correspondre le plus justement possible à la réalité du terrain et à l'échelle d'analyse.

La figure 5.22 présente les résultats de cette analyse de densité. Celle-ci permet d'identifier les secteurs étant soumis aux plus grandes variations de la quantité d'arbres par kilomètre carré. La tendance générale est bien sûr à la baisse, excepté pour un petit secteur situé à l'ouest du secteur d'étude pour lequel on assiste à la replantation de vergers.

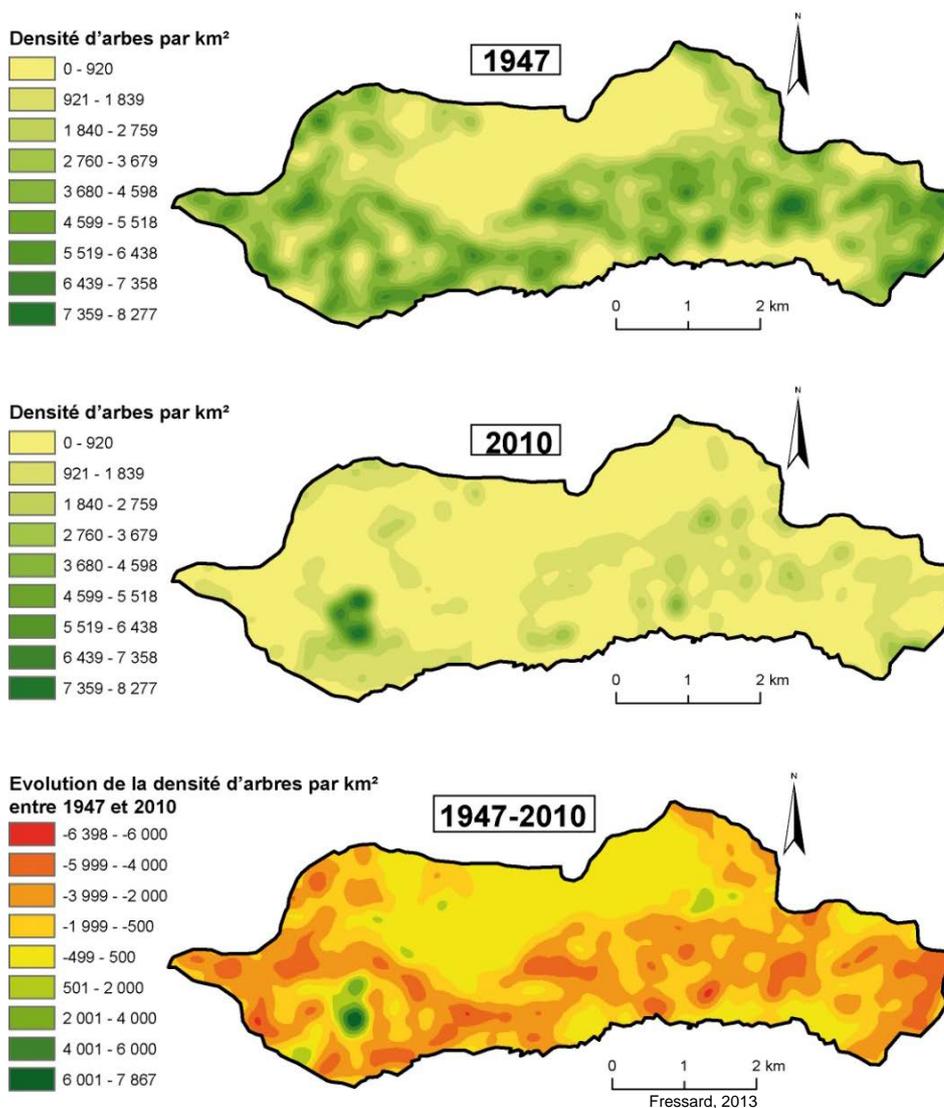


Figure 5.22 : Cartes de l'évolution de la densité d'arbres entre 1947 et 2010 sur le secteur de Pont-l'Évêque

5.6.2.4. Analyse diachronique de la haie

Même s'il est généralement considéré que les haies du *Pays d'Auge* n'ont pas été sujettes à d'importantes évolutions depuis le remembrement, il est apparu tout de même important de les étudier afin de compléter ce travail sur l'occupation du sol.

Les haies bocagères ont ainsi été digitalisées pour les années 1947 et 2010 afin d'en estimer l'évolution. Ces dernières se caractérisent, pour le secteur de *Pont-l'Évêque* par une évolution notable, puisque 38% des haies cartographiées ont été arrachées entre 1947 et 2010. Seules 51% d'entre elles restent stables pour la période étudiée, alors que 11 % ont été replantées (Figure 5.23).

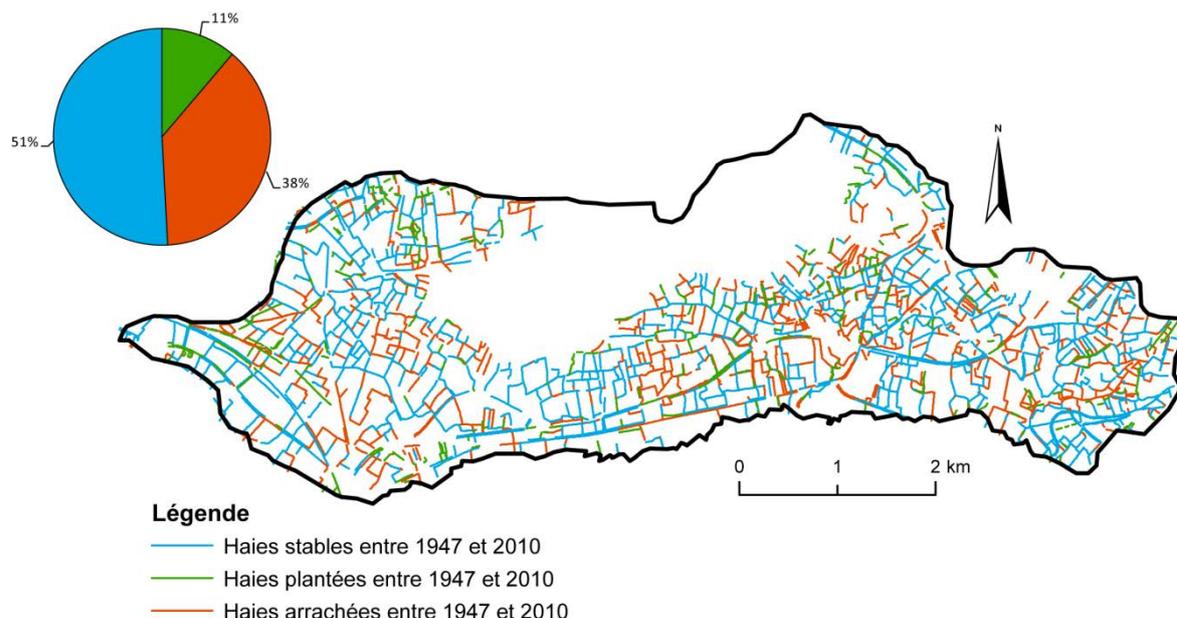


Figure 5.23 : Carte de l'évolution du linéaire de haie entre 1947 et 2010

L'analyse du linéaire de haies peut être réalisée *via* l'estimation des densités de "Kernel", permettant une transcription spatiale, sous forme de raster, de l'abondance de ces dernières pour un périmètre donné (Figure 2.24). L'analyse est directement possible à partir des entités polygones, simplifiant ainsi, de fait, l'approche. L'analyse est réalisée pour les deux dates, la soustraction des valeurs de 1947 à celles de 2010 permettant de quantifier leur évolution.

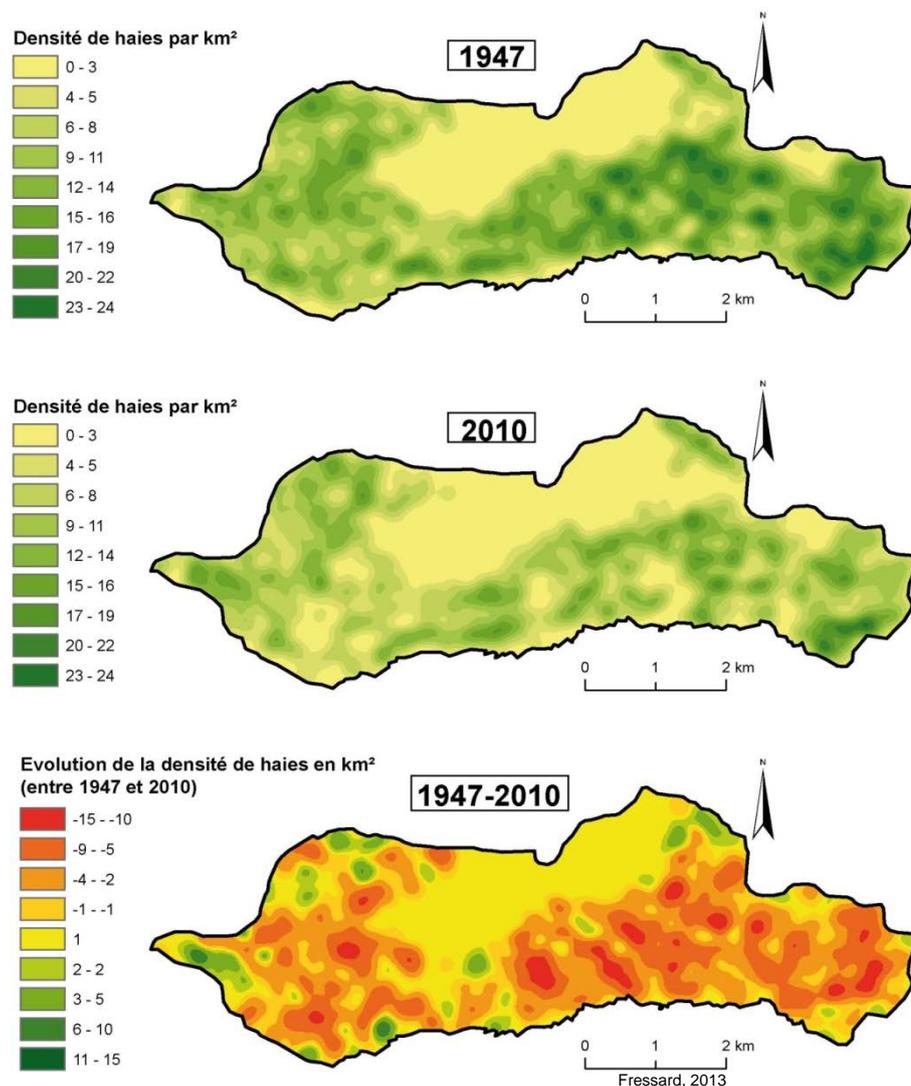


Figure 5.24 : Cartes de l'évolution de la densité de haies pour la période 1947-2010

5.7. Données sur l'hydrologie

Deux types de données hydrologiques ont été utilisés pour la cartographie de la susceptibilité aux mouvements de versant : (1) les données relatives à la localisation des cours d'eau et (2) les données relatives à la profondeur minimale de nappe en période de hautes eaux.

5.7.1. Réseau hydrographique

Pour l'analyse de relations entre le réseau de drainage et les mouvements de versant, l'analyse des cartes topographiques au 1/25.000^{ème} est souvent considérée comme suffisante (van Westen, 1993). L'analyse des orthophotographies peut éventuellement venir préciser la localisation des cours d'eau. Pour cette étude, ces données ont été extraites de la BDTopo de l'IGN, proposant une localisation détaillée des cours d'eau intermittents et temporaires. L'analyse de ces données en comparaison avec les orthophotoplans disponibles montre une très bonne corrélation, argumentant en faveur d'une donnée de très bonne qualité.

5.7.2. Profondeur de nappe

Suite aux crues ayant touché la *Basse-Normandie* entre l’automne 2000 et l’été 2001 (Cantat, 2004 ; Douvinet, 2006), la DREAL a entrepris la cartographie des zones prédisposées aux inondations par remontée de nappes. Cette carte vise à évaluer et spatialiser la profondeur minimale de la nappe en période de hautes eaux.

La méthodologie se base sur l’étude de l’événement de 2000-2001, pour lequel une grande quantité de données sur les hauteurs d’eau (mesurées et/ou évaluées qualitativement) ont été acquises :

- des données recueillies sur le terrain ou par survol aérien durant les inondations du printemps 2001 ;
- une enquête menée auprès de 600 communes du *Calvados* et de *l’Orne*, au cours de laquelle ont été mesurées les hauteurs d’eau, notamment dans les puits ;
- la localisation de l’ensemble des zones sourceuses, zones humides, etc. visibles sur les orthophotographies.

Ces données sur les hauteurs d’eau ont ensuite été interpolées afin de spatialiser les hauteurs d’eau, puis croisées avec le MNT de l’IGN afin d’obtenir l’épaisseur de terrain situé sous la nappe (Dréal, 2007).

Ces données sont disponibles sur l’ensemble du *Pays d’Auge*, permettant ainsi leur intégration à la cartographie de la susceptibilité. La figure 5.25 présente un extrait de cette carte centrée sur le secteur d’étude de *Pont-l’Évêque*.

Même si l’adaptabilité de cette donnée à l’échelle du 1/10.000^{ème} peut être sujette à discussion, aucune démarche alternative de collecte des données hydrologiques n’a été entreprise. Le caractère “boîte noire” (lié notamment à un faible volume de documentation technique disponible) et non validé de cette donnée est donc pleinement assumé ; celle-ci n’étant utilisée qu’à l’état de test.

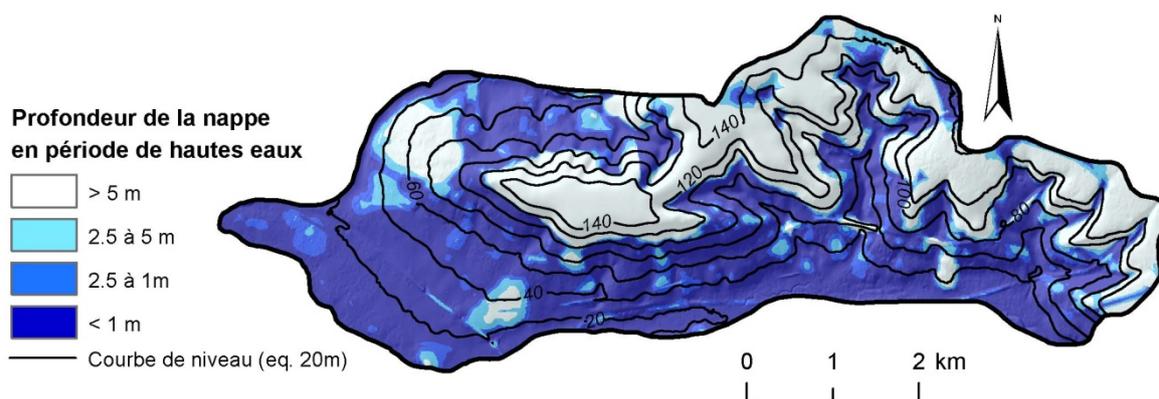


Figure 5.25 : Carte de profondeur de nappe phréatique de la Dréal (Dréal, 2007) centrée sur le secteur d’étude de Pont-l’Évêque

5.8. Synthèse et conclusion du chapitre 5

Le tableau 5.2 propose une synthèse des différents jeux de données acquis pour la cartographie de la susceptibilité. En plus de la présentation de l'emprise spatiale de chacun des jeux de données, de la source d'acquisition et de l'échelle/résolution, nous proposons également une évaluation qualitative de la précision et du coût d'acquisition. Celle-ci se base à la fois sur les moyens financiers nécessaires à la mise à disposition des données (dans le cas de données commerciales) mais surtout le temps nécessaire à la production de la donnée en cas de variables créées spécifiquement pour l'étude. De ce point de vue, les données impliquant un investissement sur le terrain conséquent sont considérées comme les plus coûteuses. Le temps nécessaire de calage/validation des données nécessitant une interpolation et ou une généralisation sont également intégrés, mais considérés comme secondaires. Enfin, les données directement disponibles sont considérées comme ayant un coût très faible.

Tableau 5.2 : Synthèse des jeux de données acquises et produites spécifiquement pour cette recherche

PI = Photo-interprétation ; PDA = Pays d'Auge ; BV-Touq = Basse vallée de la Touques ; Liv. = Livarot ; Pt-l'É. = Pont-l'Évêque ; Spé. = Spécifiquement créées pour la recherche ; -très faible ; + faible ; ++ élevé ; +++ très élevé

Variable	Emprise spatiale	Source d'acquisition	Echelle d'acquisition/résolution	Précision	Coût d'acquisition
Géomorphologie					
Inventaire des glissements (BDMvt)	PDA	BRGM	1/100.000 ^{ème}	-	-
Inventaire des glissements (PI)	PDA	Spé.	1/25.000 ^{ème}	-	+
Inventaire des glissements (terrain)	BV-Touq ; Liv.	Spé.	1/5.000 ^{ème}	+++	++
Carte morphodynamique	Pt-l'É	Spé.	1/10.000 ^{ème}	+++	++
Topographie					
MNT BDAlti	PDA	IGN	25m	+	-
MNT ANUDEM	BV-Touq ; Liv.	Spé.	20m	++	++
MNT IFSAR	Pt-l'É	Spé.	5m	+++	+
Lithologie					
Substrats	PDA	BRGM	1/50.000 ^{ème}	+	-
Formations superficielles	Pt-l'É	Spé.	1/10.000 ^{ème}	+++	+++
Occupation du sol					
Corine Land Cover	PDA	AEE	1/100.000 ^{ème}	-	-
Cartographie trajectorielle	Pt-l'É	Spé.	1/5.000 ^{ème}	+++	++
Hydrologie					
Réseau hydrographique	PDA	IGN	1/25.000 ^{ème}	++	-
Profondeur de nappe	PDA	Dréal	1/25.000 ^{ème}	+	-

Ce cinquième chapitre a permis de détailler les différents jeux de données acquises et/ou créées spécifiquement en vue de la cartographie de la susceptibilité mouvements de versant. Ces jeux de données se distinguent selon **cinq catégories principales**, pour lesquelles différentes résolutions/précisions sont disponibles :

- données géomorphologiques ;
- données topographiques ;
- données lithologiques ;
- données sur l'occupation du sol ;
- données hydrologiques.

Ces différents jeux de données ont été constitués en fonction de l'échelle de travail visée pour la cartographie de la susceptibilité. Une grande attention a été portée à la qualité, la résolution et l'adaptation des données à la thématique de recherche. Globalement les données gratuites et directement disponibles permettent de couvrir des superficies étendues et seront utilisées pour la cartographie de la susceptibilité à échelle régionale.

Pour la cartographie à l'échelle large (1/10.000^{ème}), les données de base nécessitent, pour une très large majorité, d'être créées spécifiquement ou achetées auprès de fournisseurs privés ou publics. Ceci conditionne fortement le coût (relativement élevé) de ces données. Pour l'analyse à échelle large, une analyse du rapport coût/bénéfice de l'introduction de variables de qualité supérieure dans les modèles nécessite d'être réalisée en vue d'une application opérationnelle de la cartographie.

Chapitre 6

Cartographie experte et semi-experte de la susceptibilité

6.1. Introduction

La cartographie par méthodes expertes et semi-expertes, constitue la première approche développée dans le cadre de cette recherche pour la cartographie de la susceptibilité. Elle vise à établir une classification/pondération des différents facteurs selon des systèmes experts (qualitatifs) dont les principes généraux ont été évoqués dans le chapitre 1. Ces approches visent à formaliser des **règles de cause à effet, plus ou moins précises**, entre les facteurs de prédisposition et les mouvements de versant, afin d'en dériver une **représentation cartographique**.

Ces deux approches (qualitative et semi-quantitative) permettent de proposer des cartes de référence, à différentes échelles, représentant l'avis de l'expert sur la susceptibilité. Leur réalisation vise principalement à établir un point de comparaison de base pour l'évaluation des approches quantitatives (chapitre 7). Dans la mesure où la méthode experte reste l'approche préconisée dans la cartographie réglementaire de l'aléa mouvements de versant, celle-ci constitue une approche de référence pour ce travail.

Dans le cadre de cette recherche sur la cartographie de la susceptibilité deux échelles ont été retenues et structureront l'organisation de ce chapitre.

La section 6.2 présente les **paramètres et les pondérations sélectionnés** pour la cartographie de la susceptibilité et/ou de l'aléa dans le cadre des **études précédemment menées dans le Pays d'Auge**.

La section 6.3 présente la démarche méthodologique et les résultats obtenus pour la **cartographie de la susceptibilité à échelle détaillée** (1/10.000^{ème}) *via* la **méthode experte directe** proposée dans le cadre des *Plans de Prévention des Risques (PPR)* (MATE & METL, 1999).

La section 6.3 présente la démarche méthodologique et les résultats obtenus pour la **cartographie de la susceptibilité semi-quantitative à méso-échelle** (1/50.000^{ème}) *via* l'utilisation de systèmes multicritères.

6.2. Données disponibles et approches précédentes de la susceptibilité et de l'aléa

Les chapitres 1 et 3 ont été l'occasion d'une présentation des différentes ressources cartographiques disponibles concernant les mouvements de versant en *Normandie*. La discussion et l'analyse critique de ces données ont mis en évidence l'insuffisance des documents disponibles, justifiant ainsi, en partie, l'intérêt de cette recherche. Outre ces critiques et le besoin de données et d'une analyse complémentaire, ces études et cartes spécifiques permettent de disposer d'une base de travail intéressante pour la cartographie experte de la susceptibilité/aléa. Cette section introductive présente les logiques et les principes de cartographie développés dans les deux principales études disponibles sur la cartographie de la susceptibilité/aléa "*mouvements de versant*" pour la partie continentale du *Pays d'Auge* : (1) la carte ZERMOS et (2) la carte de prédisposition de la DREAL-BN.

6.2.1. Carte ZERMOS

Pour la cartographie ZERMOS, six classes ont été retenues pour le zonage de la prédisposition (Figure 6.1).

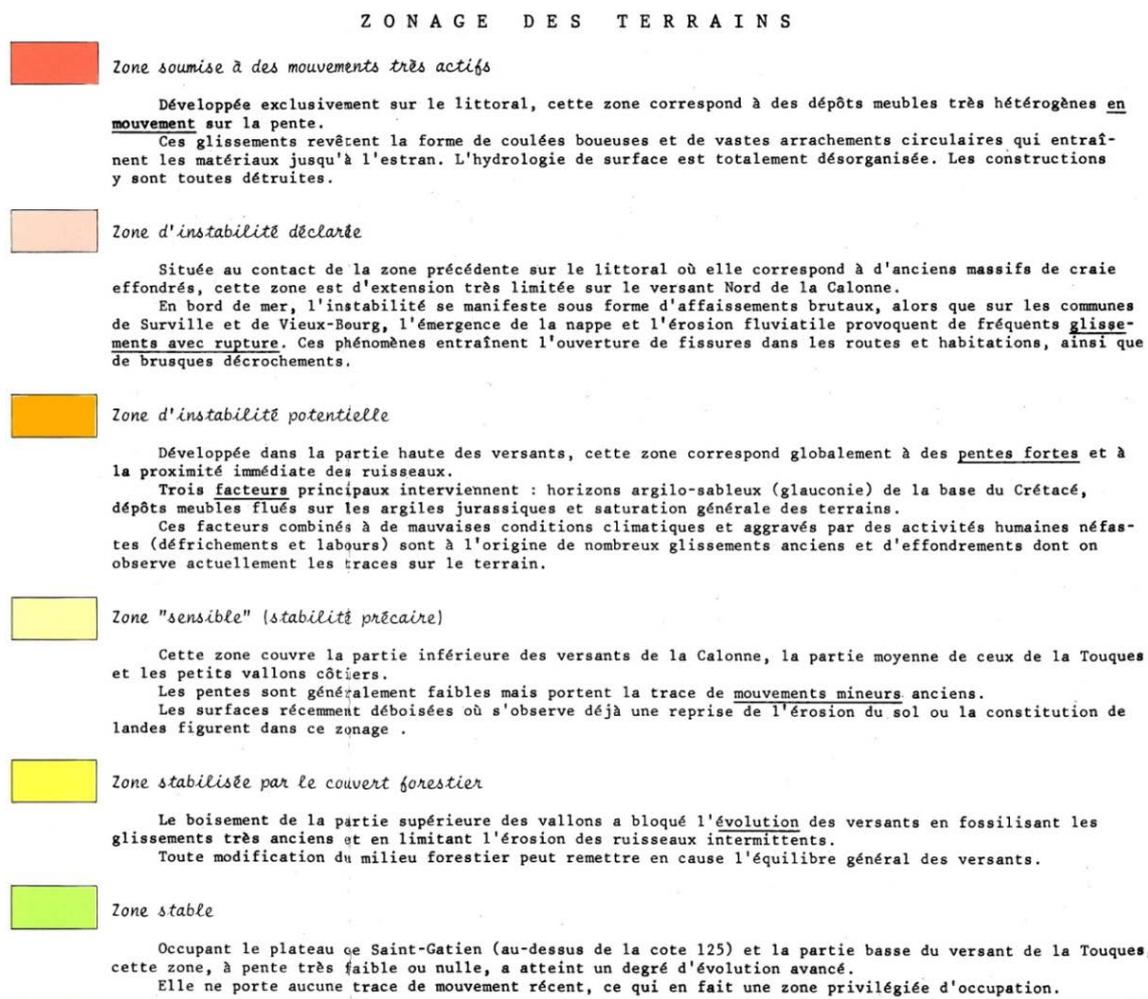


Figure 6.1 : Extrait de la légende de la carte ZERMOS de Trouville/Pont l'Évêque décrivant les différentes règles de cartographie en fonction des conditions locales rencontrées sur le terrain (Mahieu & Guillopé, 1976)

La définition des niveaux d'aléa de la carte ZERMOS se base sur le lien entre les types phénomènes observés et leur intensité en fonction du modelé des terrains, de l'hydrologie de surface (influence notamment de la décharge de la nappe perchée du Cénomanién) et de la lithologie des substrats et formations superficielles.

Ceci constitue un support de réflexion solide, d'ailleurs repris lors de l'établissement des PPR une vingtaine d'années plus tard. Ces considérations seront ainsi largement prises en compte lors de la cartographie experte directe de l'aléa (cf. section 6.3).

6.2.2. La carte de prédisposition de la DREAL-BN

Peu de documentation technique est disponible sur la méthode employée pour la réalisation de la carte de prédisposition aux mouvements de versant de la DREAL-BN. La description suivante se base sur les informations recueillies dans le cadre d'un séminaire du GERMT¹ de *Basse-Normandie* qui fut l'occasion d'une présentation des logiques de construction de cette carte (Grésselin, 2012). Celle-ci est complétée par la notice de la carte (Dréal, 2004).

6.2.2.1. Méthode de cartographie et variables retenues

La cartographie de la DREAL-BN est fondée sur une évaluation experte des liens entre les mouvements de versant et leurs facteurs de prédisposition. Une fois les variables sélectionnées, les pondérations sont appliquées à l'ensemble du territoire bas-normand. Les phénomènes de référence sont identifiés sur la base des événements de mars 2001, ayant particulièrement affectés la partie nord du *Pays d'Auge* (région de *Trouville*). Une relation empirique a ainsi été déterminée entre :

- (1) la lithologie et notamment l'association "*craie sur glauconie*" et formations superficielles associées, ainsi que certaines argiles et marnes ;
- (2) la pente, considérant une relation directe avec les mouvements de versant. Plus la pente est importante, plus la prédisposition est élevée.

La carte de la DREAL-BN s'articule autour de **trois classes de prédisposition** : (1) terrain prédisposé en pente très forte, (2) terrain prédisposé en pente forte et (3) terrain prédisposé en pente moyenne. Les zones non comprises dans ces classes sont considérées comme non prédisposées aux phénomènes de mouvements de versant.

La validation de la carte est opérée selon **trois démarches** (Grésselin, 2012) :

- (1) comparaison avec la carte ZERMOS et les PPR disponibles ;
- (2) photo-interprétation ;
- (3) tests "*à l'aveugle*" sur le terrain.

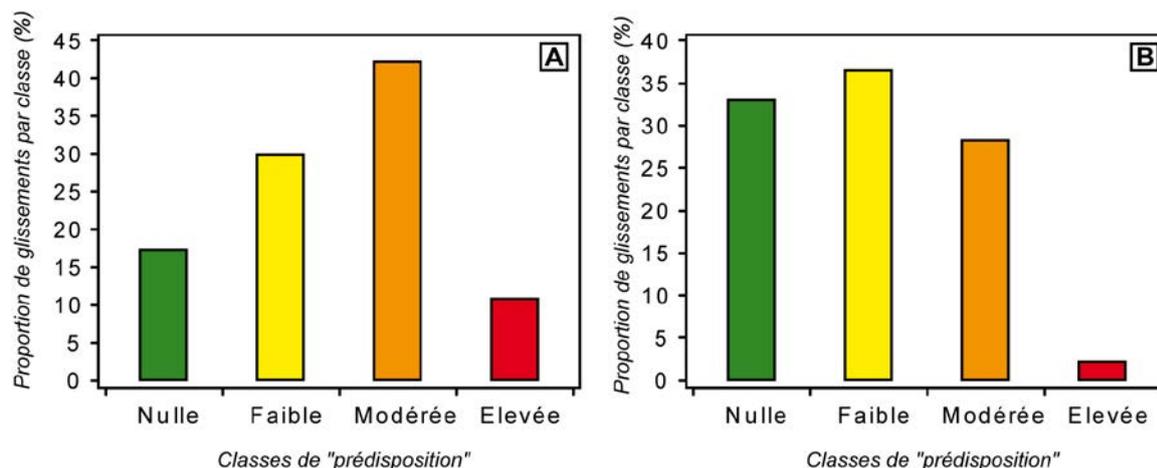
6.2.2.2. Tests de qualité complémentaires

Afin de compléter ces tests qualitatifs réalisés dans le cadre de la construction de cette carte, nous proposons ici une évaluation quantitative complémentaire, basée sur la comparaison des classes de prédisposition avec : (1) l'inventaire des mouvements de versant réalisé dans le cadre de cette étude et (2) la base de données BDMvt (seuls les

¹ GERMT, Groupe d'Échange sur les Risques Mouvements de Terrain, séminaire du 9 mars 2012 à l'Université de Caen Basse-Normandie

glissements caractérisés par une précision horizontale inférieure à la dizaine de mètres ont été utilisés).

La figure 6.2 résume les résultats de cette analyse. Finalement, la carte apparaît disposer d'un pouvoir prédictif très limité dans la mesure où 15 à 32% des glissements sont localisés dans des zones à prédisposition "nulle" (selon les bases de données). De même, seuls 5 à 16% des glissements sont localisés dans la classe de prédisposition la plus forte. La majeure partie des glissements est circonscrite dans les classes moyennes et "faible". Cette carte semble donc largement sous-estimer le zonage de la prédisposition.



(A) inventaire par photo-interprétation acquis dans le cadre de cette étude (cf. chapitre 4) et (B) inventaire BDMvt

Figure 6.2 : Proportion de glissements reconnus pour chacune des classes de prédisposition de la carte de susceptibilité de la DREAL-BN

6.3. Cartographie de type "expert" de la susceptibilité à échelle détaillée

La cartographie experte réalisée dans le cadre de cette recherche reprend strictement les principes préconisés dans le cadre de la cartographie des risques PPR (MATE & METL, 1999). Cette cartographie propose ainsi une synthèse interprétative du lien entre les différents types de phénomènes observés et leurs facteurs de prédisposition. Lorsque des informations sont disponibles, les facteurs de déclenchement sont également intégrés de manière qualitative à la démarche cartographique.

Cette méthode étant très chronophage, seul le secteur d'étude de *Pont-l'Évêque* (25 km²) a été cartographié. L'échelle de travail de référence est le 1/10.000^{ème}.

L'approche heuristique directe nécessite une vision large et systémique des interrelations entre les différents facteurs de prédisposition à l'échelle du secteur d'étude (Varnes *et al.*, 1984 ; van Westen *et al.*, 1999). Dans ce contexte, la cartographie morphodynamique se trouve être un outil de base indispensable et prend ainsi tout son sens (Pasuto & Soldati, 1999 ; Thiery, 2007).

Cette section aborde ainsi successivement les aspects relatifs à la sélection des variables à prendre en compte pour la cartographie, ainsi que leur lien de cause à effet avec les processus de mouvements de versant. Les différentes règles de

cartographie seront ensuite exposées puis, quelques exemples viendront illustrer la démarche.

6.3.1. Démarche cartographique

Cette méthode, ici présentée dans un chapitre axé sur la cartographie de la susceptibilité représente en fait une véritable cartographie de l'aléa au sens du PPR.

La qualification de l'aléa vise à généraliser cartographiquement les différentes informations identifiées sur le terrain en considérant une relation systémique entre les facteurs de prédisposition et le déclenchement des mouvements de versant. La cartographie des secteurs homogènes de susceptibilité/aléa est ensuite réalisée sur la base du croisement des différentes données considérées comme étant déterminantes dans la genèse des processus.

6.3.1.1. Facteurs de prédisposition retenus et lien avec les processus de mouvements de versant

Pour la cartographie experte de l'aléa sur les secteurs de *Pont-l'Évêque*, les glissements superficiels de berge ont été volontairement exclus de l'analyse du fait (1) de la très faible intensité et fréquence de ces phénomènes, (2) de leur caractère uniquement circonscrit le long des cours d'eau ravinés (ne proposant ainsi pas d'enjeu scientifique particulier pour leur cartographie) et (3) de la difficulté d'en obtenir un inventaire complet (phénomènes rapidement régularisés par l'érosion de berge).

Contrairement aux approches numériques ou modélisatrices qui seront exposées plus tard, les phénomènes de glissement superficiels et profonds sont, dans le cadre de la cartographie directe, analysés de manière conjointe.

6.3.1.2. Facteurs de prédisposition principaux

- Outil de base : la carte morphodynamique

La carte morphodynamique constitue l'outil de référence pour la cartographie experte de la susceptibilité. Elle propose dans un premier temps une spatialisation des phénomènes passés survenus sur la zone ainsi que leur état d'activité, constituant ainsi un support de base pour l'analyse des relations entre les événements et les différents facteurs de prédisposition. Dans un second temps, cette carte propose une interprétation du terrain d'étude divisé en **unités géomorphologiquement homogènes** tant du point de vue des formes générales du relief que de l'état d'activité et/ou de l'origine morphogénique de celles-ci.

Les différentes unités morphologiques permettent une première interprétation des règles de localisation des glissements. On note ainsi une relation assez nette, bien que non systématique entre **les glissements superficiels et profonds** (rotationnels et translationnels) et les **secteurs affectés par des formes de solifluxion**.

Les zones caractérisées par de vastes loupes de cryoreptation ne sont pas particulièrement affectées par les glissements, mais les conditions locales, notamment de saturation des substrats, de remaniement des formations superficielles, tendent à en faire des secteurs également susceptibles.

- Des formations superficielles déterminantes dans les processus de mouvements de versant

Les **formations superficielles sont déterminantes** dans la prédisposition des versants aux glissements (superficiels et profonds). Suivant les différents types, une **évaluation qualitative de leur sensibilité** a été réalisée pour la cartographie experte. Cette évaluation pu être confirmée par des essais en laboratoire sur plusieurs échantillons représentatifs (essais de cisaillement et limites d'Atterberg) présentés dans le chapitre 3.

- Les **formations sub-autochtones** sont considérées comme les plus susceptibles aux mouvements de versant. Ces formations sablo-argileuses, parfois glauconieuses, sont en effet, **fortement sensibles aux variations de teneur en eau**, leur conférant une susceptibilité accrue aux mouvements de versant.
- Les **argiles à silex**, présentes sur les parties sommitales de versants sont également considérées, dans une moindre mesure, comme sensibles. Elles sont moins affectées par les glissements que les formations sub-autochtones, mais restent des **formations instables par nature**.
- Les formations d'**altérites de marne** sont globalement **peu susceptibles aux mouvements de versant**. Cependant, celles-ci peuvent tout de même être affectées par des déplacements plus mineurs sous certaines conditions (pente, absence de drainage) affectant parfois les substrats sous-jacents.
- Les **loess et les formations superficielles issues des calcaires** de l'Oxfordien sont par opposition **peu susceptibles**. D'une part, leurs caractéristiques intrinsèques sont moins sensibles aux variations de teneur en eau, et d'autre part, leur position topographique, exclusivement concentrée sur les parties de moindre énergie du relief (faible pente), limite le nombre de mouvements de versants potentiels.

- Le gradient de pente : facteur indispensable

Le gradient de pente est souvent la principale variable retenue pour la cartographie de la susceptibilité aux mouvements de versant. Celle-ci constitue également, dans le cas du *Pays d'Auge* un facteur déterminant. On considère ainsi un lien de cause à effet direct entre le degré de pente et la prédisposition des terrains aux glissements. Les glissements superficiels ont plutôt tendance à se déclencher sur des gradients de pente moyens, globalement compris entre 10 et 20 %. Les secteurs caractérisés par les valeurs de pente plus importantes sont plutôt affectés pas des glissements profonds. Les valeurs de pente faible à très faible constituent, bien évidemment, des secteurs moins, voire pas du tout, sujets aux mouvements de versant.

- L'hydrologie : facteur de déclenchement principal

La nappe perchée du Cénomaniens est caractérisée par de nombreuses résurgences sous forme de sources à l'interface craie/glauconie (cf. chapitre 2). Outre les résurgences ponctuelles, la zone de contact entre les deux formations est également affectée par une imbibition permanente du fait de la décharge diffuse de la nappe dans les formations superficielles. Cette **zone est ainsi caractérisée par une susceptibilité importante** dans la mesure où les substrats y sont soumis à une saturation plus importante que sur les parties situées en amont et en aval. La

présence de réseaux de drainage peut cependant ponctuellement réduire la susceptibilité lorsqu'ils sont observés sur le terrain.

- Le rôle stabilisateur de la forêt

L'occupation du sol de la zone cartographiée est relativement homogène, principalement caractérisée par un assolement en prairie permanente affectée par un recul généralisé du complantage depuis les années 1940. Seule l'occupation du sol de type forêt est prise en compte pour la cartographie experte. Celle-ci est considérée comme ayant un effet limitant ou "*stabilisateur*", induisant une susceptibilité moindre sur les zones concernées.

6.3.1.3. Relations entre les facteurs

Suite à l'identification des différents facteurs de prédisposition, il est ensuite nécessaire d'analyser les interrelations systémiques entre ceux-ci afin de déterminer les niveaux d'aléa et leur zonage.

À titre d'exemple, les formations superficielles dites sensibles (sables argileux, glauconie de base et sables soliflués) sont, du fait de leur positionnement stratigraphique d'origine, généralement en contact direct avec la décharge de la nappe du Cénomani. Cette interrelation spatiale viendra donc ponctuellement constituer un des niveaux les plus élevés pour la cartographie de l'aléa mouvement de versant.

6.3.2. Règles expertes et caractéristiques des classes de susceptibilité

6.3.2.1. Principes généraux de zonage

Les zones d'aléa sont divisées en **quatre classes** distinctes respectant un gradient de la probabilité estimée de survenance d'un ou plusieurs phénomènes.

Les SIG ainsi que la qualité des bases de données aujourd'hui disponibles, permettent un niveau de détail important pour la cartographie. Pour la définition des zones d'aléa, **trois principes empiriques de la cartographie heuristiques sont appliquées afin de déboucher sur un zonage opérationnel**. Ces règles empiriques, ont plutôt été définies par expérience et discussion et ne constituent pas nécessairement de véritables principes encadrant la méthode cartographie de l'aléa. Ces principes sont :

- (1) le **principe d'homogénéité** consiste à privilégier la cartographie sous forme de secteurs homogènes relativement vastes et ainsi éviter un morcellement trop important des différentes classes ;
- (2) le **principe de progression du zonage** vise à éviter des transitions trop directes entre les niveaux d'aléa. Il est considéré que deux zones adjacentes ne doivent pas avoir plus de deux classes d'écart. Autrement dit, il est important d'éviter le contact direct entre les zones d'aléa nul et fort, pour préférer l'utilisation de zones de transition (modéré et/ou faible) (Champetier de Ribes, 1987) ;
- (3) le **principe de la continuité** des zones. Certaines zones peuvent être considérées par exemple comme très peu ou pas du tout, susceptibles aux mouvements de versant. Cependant, si celles-ci sont en contact plus ou moins direct avec des zones prédisposées, certaines modifications de l'occupation du sol et/ou liées à des aménagements pourraient potentiellement impacter les niveaux d'aléa sur les zones connectées (généralement situées en aval). Il convient donc, pour

certains de ces cas particuliers, d'adapter le niveau de zonage en considérant le principe de précaution.

6.3.2.2. Description des classes d'aléa

Les figures 6.3 et 6.4 présentent deux coupes interprétées en fonction des niveaux d'aléa cartographiés et permettent ainsi d'illustrer les descriptions suivantes. La figure 6.5 vient compléter cette description générale afin de présenter un exemple concret décrivant les motifs de classification pour différentes zones représentatives. Enfin, la figure 6.6 présente la carte d'aléa finale obtenue par cartographie heuristique directe.

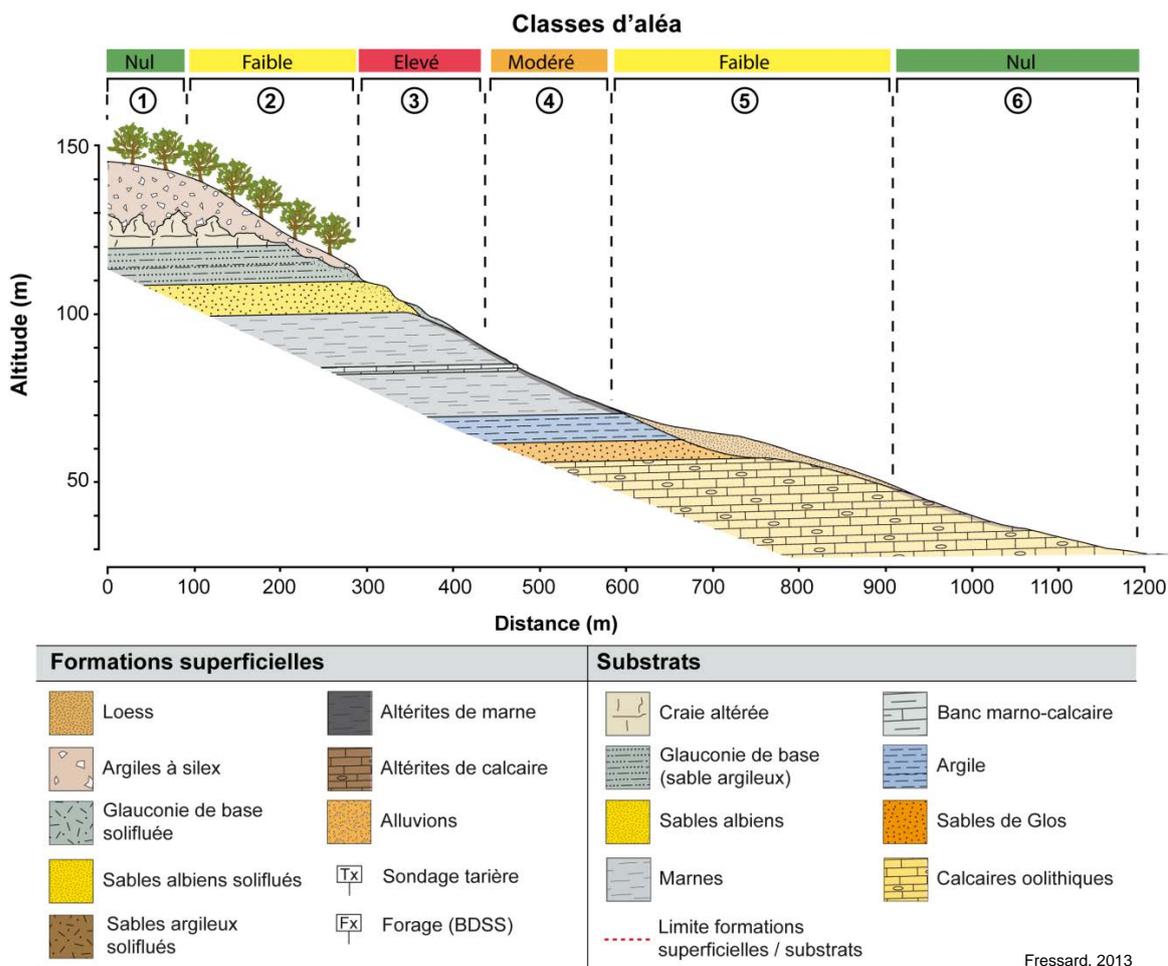
- S3 : Susceptibilité forte

Les conditions locales sont très favorables au déclenchement de glissements de terrain. Les pentes sont fortes (supérieures à 15%), les formations superficielles associées sont très favorables à l'instabilité (argile sableuse solifluée, glauconie de base et sables ferrugineux de l'Albien). Le modelé correspond généralement à de multiples lobes de solifluxion, dont l'état d'activité est considéré comme dormant ou actif intermittent. L'hydrologie du versant est caractérisée par de multiples résurgences de sources et une saturation permanente des formations superficielles en période de hautes eaux. L'occupation du sol est caractérisée par un couvert végétal peu dense (surface toujours en herbe) ou par une dégradation/déprise des pratiques de drainage (friche, drains bouchés par la végétation, etc.).

- S2 : Susceptibilité modérée

Les conditions locales sont favorables au déclenchement de glissements de terrain. Cette classe recouvre **deux principaux types de configurations** jugées équivalentes en termes de susceptibilité :

- (1) les pentes sont modérées (10 à 15%), les formations superficielles associées sont très favorables à l'instabilité (argile sableuse solifluée, glauconie de base et sables ferrugineux de l'Albien). L'hydrologie du versant est caractérisée par de multiples résurgences de sources et une saturation permanente des formations superficielles en période de hautes eaux. L'occupation du sol est caractérisée par un couvert végétal peu dense (surface toujours en herbe) ;
- (2) en rebord de plateau, l'abrupt en pente forte (supérieur à 20%) est caractérisé par un affleurement d'argiles à silex ou d'altérites de craie. Par sa position topographique située au dessus de la résurgence de nappe du Cénomaniens, cette zone est caractérisée en susceptibilité "*modérée*".

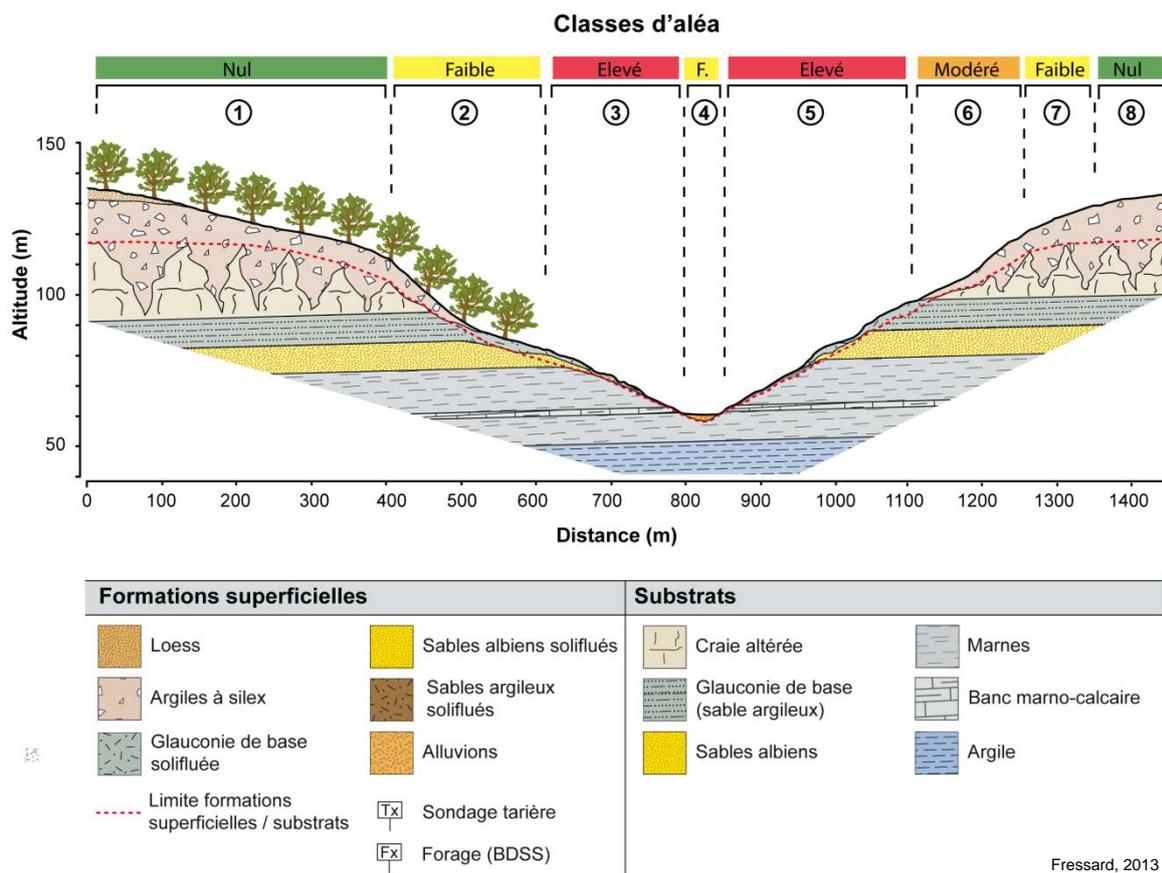


(1) secteur en pente faible, caractérisé par un couvert forestier : aléa nul ; (2) secteur en pente forte localisé sur un affleurement d'argiles à silex boisé : aléa faible ; (3) versant en pente forte affecté par des phénomènes de solifluxion sur formations superficielles sensibles et à proximité directe de la décharge de la nappe : aléa élevé ; (4) secteur en forte pente sur des formations superficielles peu épaisses (altérites de marne) : aléa modéré ; (5) secteur en faible pente en partie localisé sur un replat, mais observé comme saturé sur le terrain : aléa faible ; (6) secteur en faible pente localisé sur un substrat résistant aux formations superficielles peu épaisses (calcaire) : aléa nul

Figure 6.3 : Les différents niveaux d'aléa cartographiés à l'échelle du versant sur la coupe n°1 du site de Pont-l'Évêque (localisation de la coupe chapitre 5 figure 5.12)

- S1 : Susceptibilité faible

Les conditions locales sont légèrement favorables au déclenchement de glissements de terrain, et/ou sont en connexion directe avec les zones susceptibles et nécessitent donc une attention particulière et des prescriptions limitées mais non négligeables. La pente est faiblement à moyennement prononcée (entre 5 et 10%), les substrats et formations superficielles associées sont moyennement favorables à l'instabilité (sables du Glos, marnes). L'occupation du sol est caractérisée par des pratiques favorisant la stabilité (drainage, maille bocagère serrée). Les secteurs caractérisés par un couvert forestier sont également considérés comme étant faiblement susceptibles.

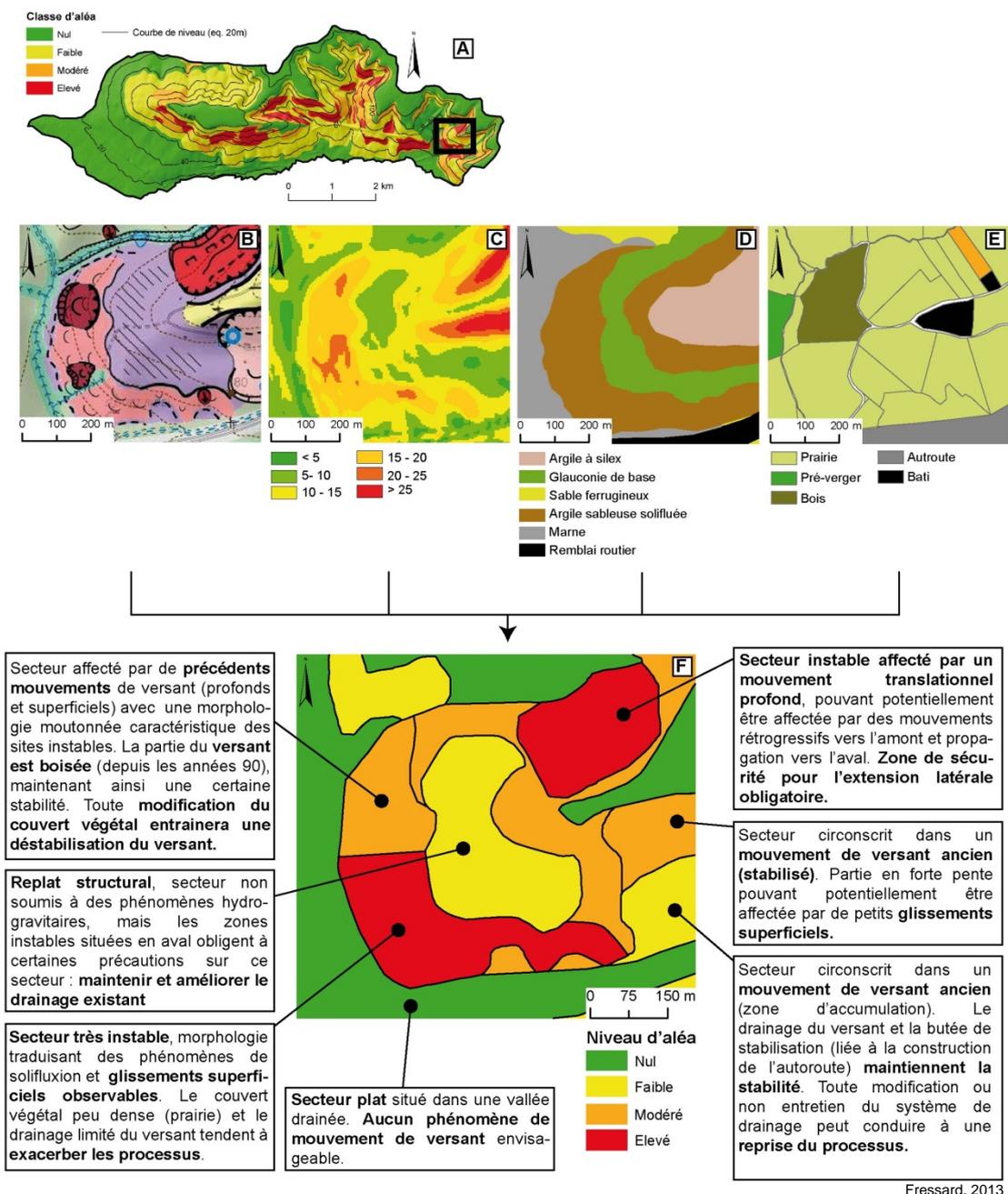


(1) secteur en très faible pente et boisé : aléa nul ; (2) secteur en forte pente sur argiles à silex au couvert végétal boisé : aléa faible ; (3) et (5) versants en pente forte affecté par des phénomènes de solifluxion sur formations superficielles sensibles et à proximité directe de la décharge de la nappe : aléa élevé ; (4) fond de vallée en V : aléa faible, afin de respecter le principe de continuité ; (6) secteur en forte pente sur argiles à silex : aléa modéré ; (7) secteur en pente moyenne sur argiles à silex (transition plateau/versant) : aléa faible ; (8) surface du plateau : aléa nul

Figure 6.4 : Les différents niveaux d'aléa cartographiés à l'échelle du versant sur la coupe n°4 du site de Pont-l'Évêque (localisation de la coupe chapitre 5 figure 5.12)

- S0 : Susceptibilité nulle

Pour cette classe, on considère qu'un **aucun déclenchement de glissement n'est envisageable à échelle humaine**. Les conditions locales contribuent à la stabilité des terrains. Les gradients de pente sont nuls à faibles (0 à 5%), la lithologie est cohérente et drainante (calcaires), les terrains agricoles sont entretenus et éventuellement drainés (parcelles de culture, bois, vergers, bocage à maille serrée).



(A) localisation de la fenêtre sur la carte générale du site de Pont-l'Evêque, (B) carte morphodynamique, (C) carte des pentes, (D) carte des formations superficielles, (E) carte de l'occupation du sol et (F) carte d'aléa experte et détails sur la classification des secteurs

Figure 6.5 : Exemple de carte d'aléa experte et motifs de classification des différentes zones

La carte finale (Figure 6.6) propose un zonage relativement homogène et cohérent reflétant le point de vue de l'expert sur la probabilité d'occurrence de futurs mouvements de versant. Dans le cadre de cette recherche, la carte a été réalisée dans un objectif de comparaison avec les cartes simulées par méthode statistique indirecte qui sera présentée dans le chapitre 7.

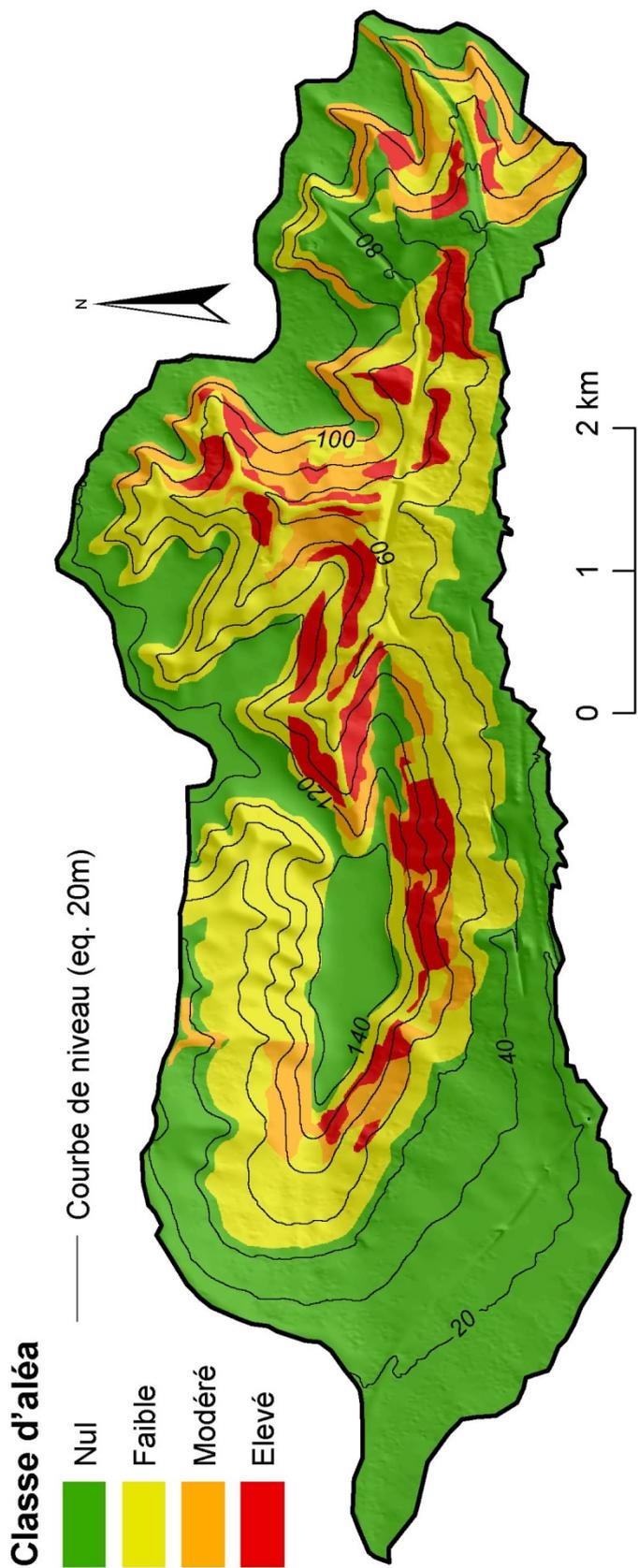


Figure 6.6 : Carte d'aléa glissement de terrain finale obtenue par la méthode expert directe sur le secteur de Pont-l'Évêque

6.4. Transposition à échelle régionale par approche semi-experte

Le système expert proposé dans le cadre de la méthode du plan de prévention des risques, et plus largement, l'ensemble des méthodes heuristiques directes sont peu adaptées pour un travail à petite échelle (Castellanos Abella & van Westen, 2008). Pour obtenir une cartographie globale (1/50.000^{ème}) sur l'ensemble du secteur d'étude (env. 2500 km²) nous proposons en premier lieu une approche par système multicritères. Cette méthode est souvent considérée comme la plus adaptée pour un travail à échelle régionale, notamment lorsque les données sur la localisation des mouvements de versant sont inexistantes ou incomplètes (Castellanos Abella, 2008).

L'objectif de cette étape est de proposer une carte régionale de la susceptibilité dans laquelle la vision experte tient une place dominante. Celle-ci servira de point de comparaison de base pour les essais de cartographie par approche multivariée (chapitre 7). D'une manière plus générale, cette carte vise également à constituer une alternative à la cartographie experte proposée par la DREAL-BN. Rappelons en effet que nous considérons cette carte comme non suffisante pour une gestion intégrée de la problématique des mouvements de versant de la partie continentale du *Pays d'Auge* à l'échelle régionale.

Contrairement à l'approche directe, l'approche par système multicritères ne propose strictement qu'une évaluation de la **probabilité d'occurrence spatiale** des mouvements de versant et doit donc être considérée comme une carte de susceptibilité et non pas une carte d'aléa.

6.4.1. Principe du système multicritères

Le système multicritères est une procédure heuristique conçue pour résoudre des problèmes décisionnels complexes (Saaty, 1990). Le principe général est basé sur la combinaison de la pondération relative de plusieurs jeux de variables explicatives. Le résultat final est exprimé sous forme de scores, correspondants à l'importance relative de chacun des facteurs analysés (Saaty, 1980 ; Saaty & Vargas, 2001).

L'implémentation cartographique de ce principe est proposée par plusieurs interfaces, dont ILWIS-GIS² (van Westen & Farifteh, 2001; Nijmeijer *et al.*, 2001) et le module SMCE³, qui a été utilisé dans le cadre de cette recherche. Il se base sur une quantification experte pas à pas des différentes variables de contrôle disponibles cartographiquement sous forme d'un arbre décisionnel. Pour la cartographie de la susceptibilité, **deux niveaux de pondération** sont utilisés (Figure 6.7) :

- (1) les **classes de variables**⁴ se voient en premier lieu attribuer un poids respectif, correspondant à leur importance estimée dans le processus de mouvement de versant ;
- (2) les **variables** sont ensuite pondérées entre elles sur la base du même principe.

² ILWIS-GIS : Integrated Land and Water Information System

³ SMCE : Spatial Multi-Criteria Evaluation

⁴ Le SMCE nécessite de travailler uniquement avec des données discrètes. Les variables quantitatives (par ex. pente, altitude, etc.) doivent être classifiées avant d'être intégrées dans l'analyse.

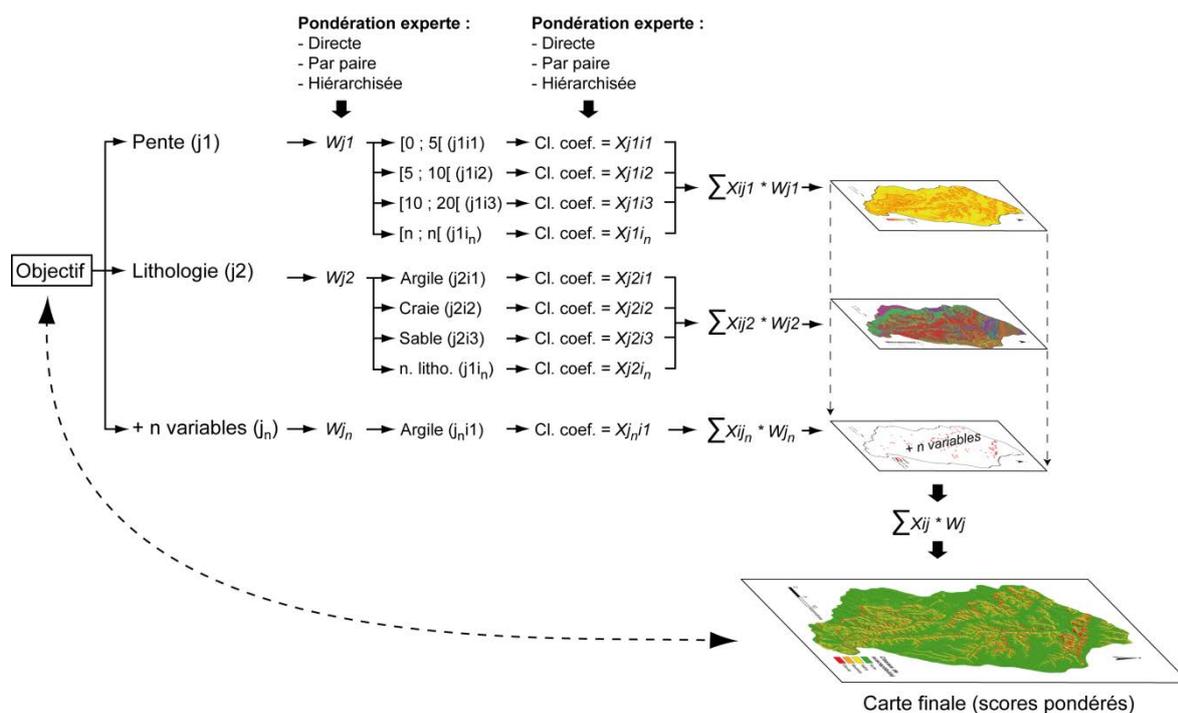


Figure 6.7 : Schéma général du fonctionnement du système multicritères exemple de l'introduction de deux variables (pente lithologie) (modifié de Castellanos Abella, 2008)

L'intégration de ces pondérations estimées vers la carte d'index de susceptibilité finale est déterminée par leurs sommes linéaires pondérées (Equation 6.1) (Voogd, 1983) :

$$S = \sum w_j \times x_{ij} \quad \text{eq. 6.1}$$

Où S est la carte d'index de susceptibilité finale, w_j est le poids attribué à la variable j et x_{ij} est le poids attribué à la classe i de variable j .

La pondération relative des différentes variables peut être réalisée selon **trois méthodes distinctes** :

- (1) **la méthode directe** (*direct weighting*), dans laquelle les poids respectifs sont directement attribués par l'utilisateur pour chaque variable et chaque classe de variable ;
- (2) **la méthode de combinaison par paire** (*pairwise weighting*), où la pondération est effectuée de manière comparative suivant chaque combinaison binomiale possible (Saaty, 1980) ;
- (3) **la méthode hiérarchisée** (*rank order weighting*) dans laquelle l'utilisateur propose une hiérarchie des différents facteurs, dont les pondérations relatives normalisées seront tirées (Saaty, 1980).

La carte finale des scores pondérés S peut ensuite être discrétisée afin d'obtenir la carte de susceptibilité finale. Pour cette recherche, les cartes de susceptibilité simulées ont été **discrétisées en quatre classes** ("nulle", "faible", "modérée" et "élevée").

6.4.2. Stratégie de modélisation

Pour l'obtention des cartes de susceptibilité finales optimales, une démarche itérative de calage/validation est nécessaire. Afin de limiter les erreurs de cartographie, seuls les pixels caractérisés par une pente supérieure à 5% sont analysés, les autres étant d'office considérés comme non susceptibles. Du fait du caractère heuristique de la procédure, des erreurs et des incohérences peuvent naturellement émerger, notamment durant les phases d'attribution des poids à chacune des variables et classes de variables. Plusieurs essais de pondération sont ainsi réalisés. Chaque combinaison est ensuite évaluée afin de ne retenir que la carte "*optimale*" ou de meilleure qualité. La démarche est basée sur **quatre étapes fondamentales** permettant d'identifier les meilleures combinaisons de variables (Figure 6.8) :

- (1) sélection d'un jeu de variables de bases en lien direct avec les facteurs de prédisposition ;
- (2) attribution des poids respectifs de manière experte ;
- (3) analyse de la qualité des résultats (conduisant à l'acceptation ou non de la carte pondérée) ;
- (4) combinaison des résultats obtenus pour chaque type de phénomène pour l'obtention de la carte finale de susceptibilité.

6.4.2.1. Variables retenues

Les variables utilisées pour la cartographie de la susceptibilité à échelle régionale sont extrêmement dépendantes des données disponibles. La production de données de haute qualité (par ex. carte des formations superficielles) sur une vaste superficie dépasse largement le cadre de cette thèse et apparaît finalement peu envisageable à cette échelle. Travailler sur la base des seules **données directement disponibles** s'est donc imposé.

Finalement, quatre grandes classes de paramètres ont été retenues (tableau 6.1) :

- (1) les **variables topographiques** dérivées des MNT (BDAlti, IGN) : pente, exposition, courbure, altitude et indice de position topographique (TPI) ;
- (2) les **variables lithologiques** extraites de la base de données vectorielle *Charm50* du *BRGM*. À partir de la lithologie initiale, une nouvelle variable a été créée afin de proposer un "*proxy*" pour les formations superficielles les plus sensibles (cf. chapitre 5). Cette variable représente le calcul de la distance euclidienne "*aval versant*" de chaque cellule par rapport à la glauconie de base (Figure 6.9). Elle permet de proposer un indicateur de la localisation potentielle des zones affectées par la solifluxion des argiles glauconieuses, sables albiens et sables argileux ;
- (3) les **variables d'occupation du sol** directement issues de la base de données Corine Land Cover (AEE).
- (4) la **variable de niveau de nappe** proposée par la DREAL-BN.

Les données sont compilées sous SIG pour l'harmonisation des formats de stockage, permettant l'implémentation dans le modèle. Chaque variable est ainsi transformée en raster et rééchantillonnée à une taille de cellule de 25 mètres. Cette résolution

constitue la taille de cellule optimale pour un travail à l'échelle du 1/50.000^{ème} (Florinsky & Kuryakova, 2000 ; McBratney *et al.*, 2003 ; Hengl, 2006).

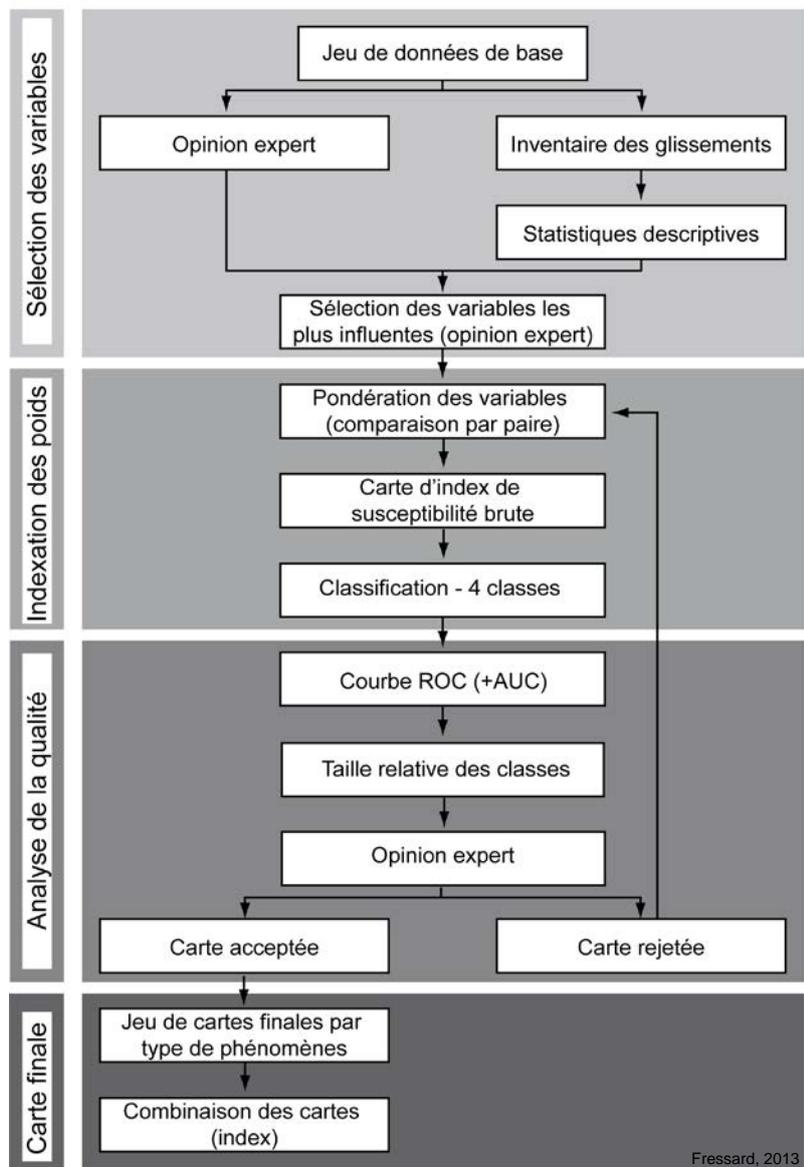
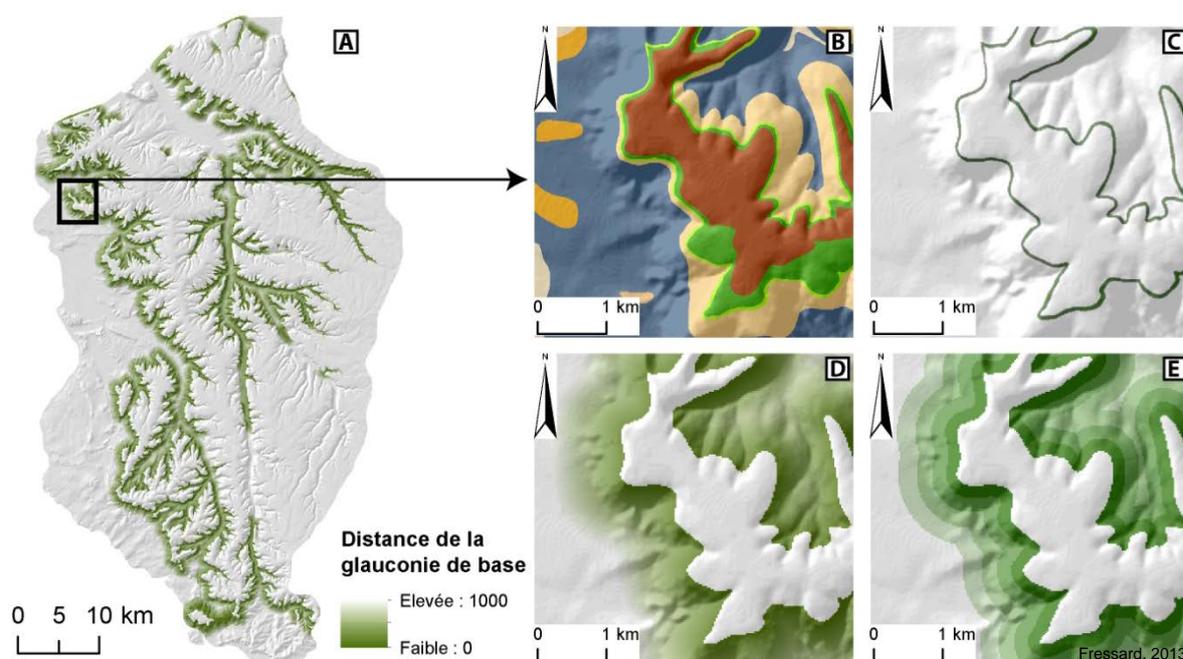


Figure 6.8 : Diagramme synthétique de la procédure de calage/validation des cartes de susceptibilité semi-expert

Tableau 6.1 : Synthèse des différentes variables retenues pour la cartographie de la susceptibilité à échelle régionale

Variable	Source	Producteur	Format origine	Echelle/résolution
Altitude	BDAIiti	IGN	Raster	25 m
Pente	BDAIiti	IGN	Raster	25 m
Courbure	BDAIiti	IGN	Raster	25 m
Exposition	BDAIiti	IGN	Raster	25 m
TPI	BDAIiti	IGN	Raster	25 m
Lithologie	BD Charm50	BRGM	Vecteur	1/50.000 ^{ème}
Distance glau.	BD Charm50	BRGM	Vecteur	1/50.000 ^{ème}
Nappe	ZNS	DREAL-BN	Raster	10 m
Oc. sol	CLC	AEE	Vecteur	1/100.000 ^{ème}



(A) vue d'ensemble de la carte finale ; (B) données de base : carte géologique vectorisée ; (C) extraction du vecteur "glauconie de base" ; (D) calcul de la distance euclidienne "aval versant" ; (E) classification de la couche raster continue

Figure 6.9 : Principe général de la création de la variable "distance de la glauconie de base"

6.4.2.2. Méthode de pondération des variables prédictives

L'estimation des poids à attribuer à chacune des variables repose :

- (1) sur l'appréciation experte de la contribution relative de chaque facteur, notamment sur la base des enseignements des phases de terrain et de cartographie directe ;

- (2) sur les informations complémentaires que peuvent apporter les statistiques descriptives proposées par le croisement de la localisation des glissements inventoriés et des facteurs de prédisposition sélectionnés. L'utilisation des statistiques descriptives ne constitue qu'une aide à la décision de l'expert. Ces dernières ne sont pas utilisées directement dans la pondération des coefficients.

La cartographie de la susceptibilité n'est appliquée que pour les glissements superficiels et les glissements profonds récents. Les glissements profonds anciens sont attribués à des conditions de prédisposition et de déclenchement différentes de la période actuelle. Il est donc considéré que de tels phénomènes ne peuvent pas se produire aujourd'hui.

L'attribution des poids est réalisée par la méthode de la combinaison par paire, permettant une meilleure objectivité de la pondération et ainsi limiter le nombre d'itérations de la procédure (Castellanos Abella, 2008).

6.4.2.3. Méthode de classification des cartes

La carte résultant de la pondération des différentes variables est représentée suivant une couche raster de données continues, exprimant la probabilité relative estimée par pixel de l'occurrence spatiale d'un ou plusieurs mouvements de versant. Il est ainsi nécessaire de discrétiser cette série continue afin de permettre une meilleure lisibilité de la carte dans un but opérationnel, notamment pour des non spécialistes. Nous avons ici choisi de composer **quatre classes de susceptibilité**, par analogie avec la procédure officielle PPR, afin de permettre une certaine forme de compatibilité/complémentarité. Dans ce contexte, la méthode de discrétisation sélectionnée revêt donc une importance majeure.

En fonction des méthodes de discrétisation sélectionnées, les résultats peuvent être extrêmement variables. Les logiciels de SIG proposent ainsi une large gamme de méthodes de classification des séries continues. Celles-ci peuvent être définies manuellement par l'utilisateur, ou être réalisées automatiquement par l'intermédiaire de méthodes dirigées par les données. À titre d'exemple, il est possible de citer la célèbre méthode de classification de Jenks, dont le résultat tend à maximiser les différences inter-classes et ainsi maximiser l'homogénéité intra-classe (Smith *et al.*, 2007). L'intervalle géométrique constitue une autre méthode automatique couramment employée dans la discrétisation des données spatialisées. Celle-ci est basée sur la géométrie de la distribution de la série, cherchant à homogénéiser le nombre d'individus intra-classe, tout en intégrant la variabilité de la distribution, notamment pour les valeurs extrêmes (Smith *et al.*, 2007).

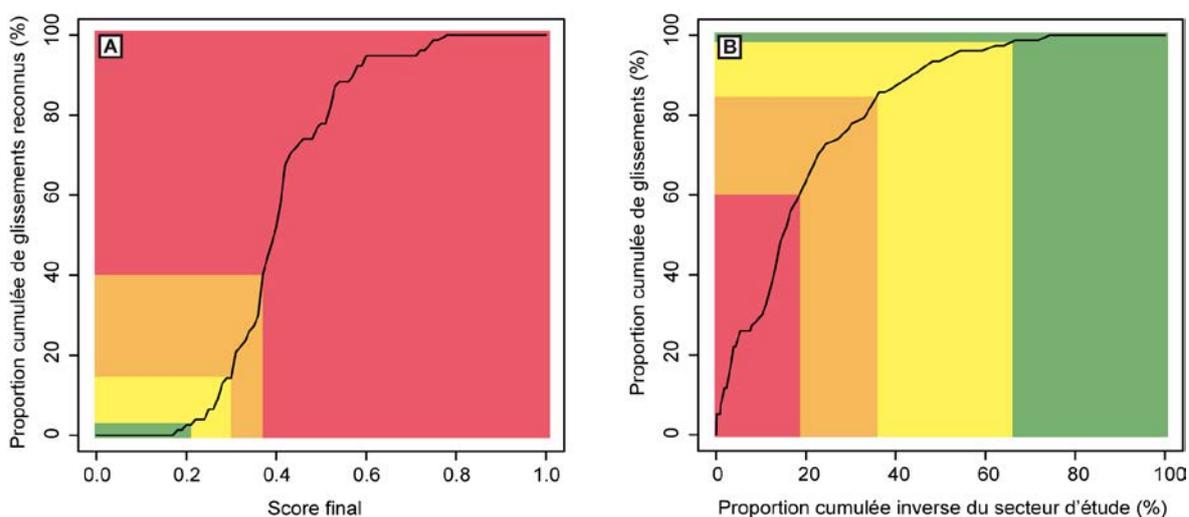
Mais ces méthodes sont souvent considérées comme peu adaptées à la classification des modèles probabilistes (Bonham-Carter, 1994 ; Sawatzky *et al.*, 2009), incluant la cartographie des mouvements de versant (Zêzere *et al.*, 2004). Afin de contourner ce problème, nous nous basons sur la méthode proposée par Zêzere *et al.* (2004). Celle-ci définit les seuils des différentes classes de susceptibilité en fonction de la proportion de mouvements de versant reconnus pour chacune d'entre elles (Figure 6.10). Cette méthode offre d'une part, l'avantage d'être relativement objective, permettant une comparaison des cartes classées et d'autre part, elle propose une relation directe avec les phénomènes cartographiés.

Les seuils sont définis de manière arbitraire. On considère ainsi que la classe de susceptibilité forte doit pouvoir prédire une large majorité des phénomènes

inventoriés. Cette proportion doit ensuite décroître de manière progressive pour les autres classes, jusqu'à être proche de zéro pour la classe "nulle". On tolérera tout de même une proportion très réduite de phénomènes dans la dernière classe ("nulle"), considérant que certaines spécificités locales ne peuvent être représentées par les données de base. Les seuils sélectionnés sont :

- **classe forte** : 60% de glissements ;
- **classe "modérée"** : 25% de glissements ;
- **classe "faible"** : 12.5% de glissements ;
- **classe "nulle"** 2.5% de glissements.

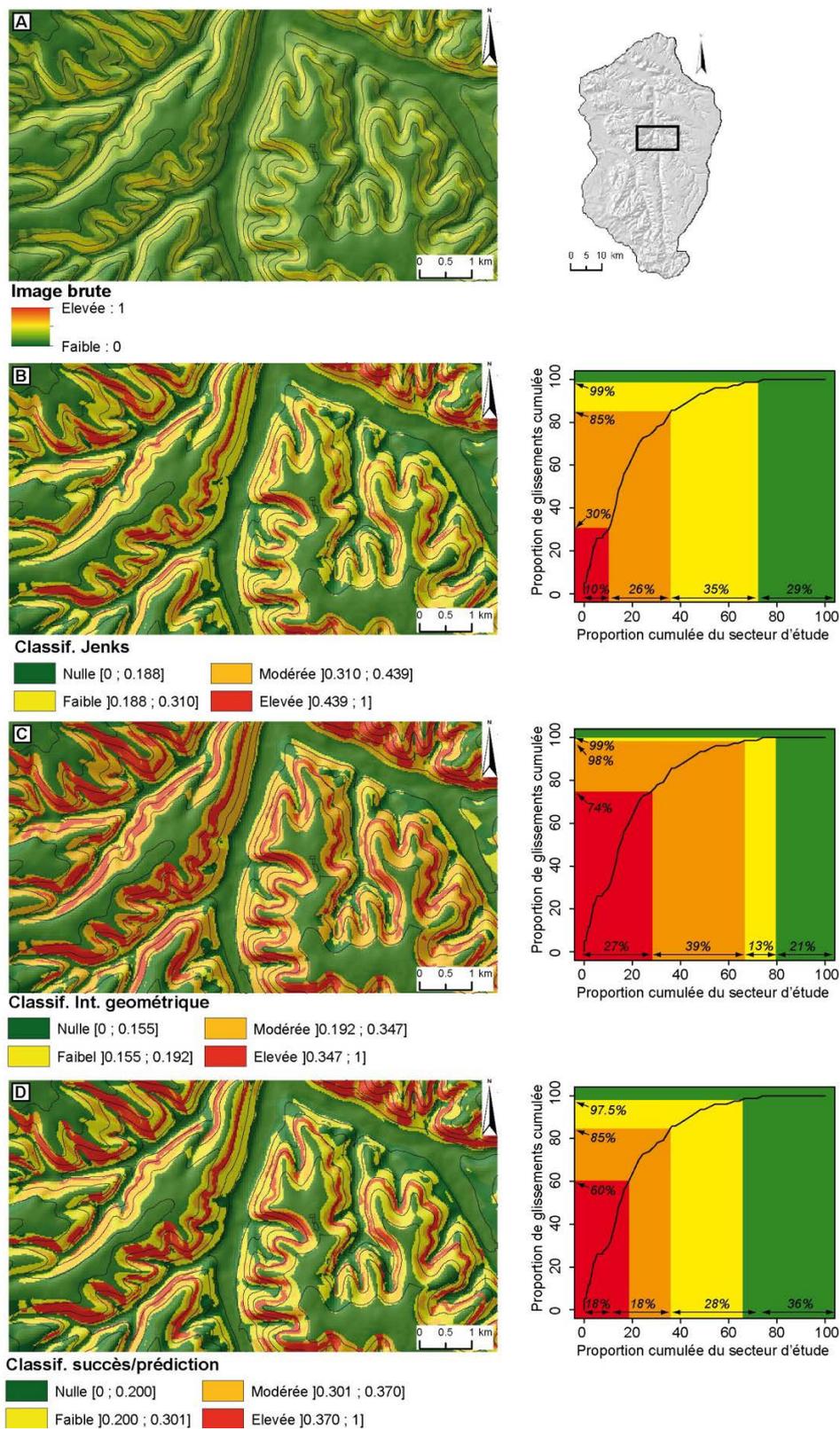
En fonction de la distribution des scores et du nombre de mouvements de versant (76 glissements profonds et 181 glissements superficiels), les seuils de discrétisation peuvent varier de 1 à 2% selon les cas étudiés.



(A) courbe des scores finaux contre la proportion de glissements reconnus et (B) application des seuils sur la courbe de succès (proportion inverse cumulée du secteur d'étude contre la proportion cumulée de glissements reconnus).

Figure 6.10 : Exemple de courbes de classification des scores selon la méthode de la fréquence relative des glissements

La figure 6.11 propose, à titre d'exemple, une comparaison des trois méthodes de classification décrites précédemment sur un secteur représentatif. Ainsi, la méthode des seuils naturels tend à minimiser l'importance de la classe "élevée", au profit des classes "moyenne" et "faible" qui dominent largement la carte. À l'inverse, la méthode par intervalle géométrique maximise l'importance des classes fortes, au détriment des classes "faible" et "nulle". Enfin, la méthode de la courbe de la fréquence de glissements propose une distribution plus progressive des classes de susceptibilité à la fois en terme de reconnaissance des phénomènes, mais également quant à la distribution de l'étendue des classes.



(A) carte des scores bruts (données continues), (B) carte classée selon la méthode des seuils naturels de Jenks, (C) carte classée selon la méthode de l'intervalle géométrique et (D) carte classée selon la méthode de la fréquence relative des glissements.

Figure 6.11 : Exemples de cartes et graphiques illustrant l'influence de la méthode classification dans le zonage final de la susceptibilité, cas de la susceptibilité aux glissements profonds

6.4.2.4. Méthodes d'évaluation de la qualité des résultats

L'évaluation de la qualité des résultats constitue une étape fondamentale à toute démarche de cartographie de la susceptibilité et/ou de l'aléa (Chung & Fabbri, 2003). Elle doit suivre un protocole rigoureux et adapté à la méthode de cartographie afin de sélectionner les résultats les plus robustes.

Pour cette recherche, chacune des cartes produites a été évaluée suivant trois tests de qualité successifs reposant sur les approches à la fois qualitatives et quantitatives. Les différents tests présentés ici dans le cadre de la cartographie semi-quantitative, seront également repris dans le cadre des démarches quantitatives (chapitre 7) :

- (1) **la courbe ROC** (*Receiver Operating Characteristic*) constitue une analyse de la qualité purement quantitative, basée sur la distribution des scores bruts de la carte simulée et leurs relations avec les mouvements de versant. Cette technique a l'avantage d'être totalement indépendante de la classification et donne ainsi une évaluation plus objective des performances de la carte simulée. La courbe ROC confronte en abscisse la "spécificité" et en ordonnée la "sensibilité". La "sensibilité" représente la proportion de glissements correctement associés à des cellules classées comme instables. La "spécificité" représente, quant à elle, la proportion de cellules non affectées par des glissements classés comme stables (Metz, 1978 ; Swets, 1988 ; Lasko *et al.*, 2005). Plus la courbe est au dessus d'une ligne diagonale (forte croissance, puis tend vers l'asymptote), plus le modèle est considéré comme performant. L'AUC (*Area Under the Curve*) constitue un indicateur chiffré synthétique de cette courbe, mesurant la surface située sous celle-ci. Plus la valeur de l'AUC est proche de 1, plus le modèle est considéré comme performant. À l'inverse, un modèle de performance nulle montrera des valeurs d'AUC proches de 0.5.
- (2) **la taille relative des classes.** On considère généralement que les classes de susceptibilité forte doivent prédire une large majorité de glissements tout en occupant une proportion limitée du secteur d'étude. Les classes doivent donc, suivant le gradient de probabilité estimé et/ou calculé, occuper une proportion du secteur d'étude ayant une relation générale inverse avec la proportion de glissements reconnus. Ainsi, la taille relative de chacune des classes de susceptibilité peut renseigner sur la qualité de la carte.
- (3) **l'évaluation experte** repose sur une démarche purement qualitative dans laquelle les formes générales de la carte modélisée sont évaluées. L'objectif est de vérifier la cohérence globale de la carte, l'homogénéité des formes et la bonne prédiction des mouvements de versant. D'un point de vue "expert", une carte de bonne qualité doit nécessairement permettre de prédire une très large part des glissements dans la classe de susceptibilité forte. La classe la plus élevée doit être d'une étendue limitée et être caractérisée par un zonage homogène. Les différentes classes doivent être composées de pixels agglomérés ("clusters") et éviter l'effet "pixel isolé", souvent induit par une médiocre qualité des données d'entrée et/ou des problèmes dans la pondération des variables (Fressard *et al.*, 2013).

6.4.2.5. Unification des cartes finales

La cartographie de la susceptibilité est réalisée de manière indépendante pour les deux types de phénomènes retenus (superficiels et profonds). Les cartes finales obtenues sont ensuite assemblées suivant une méthode d'association proposée par

Günther *et al.* (2011) et Malet *et al.* (2013) (Figure 6.12). Il s'agit d'une méthode d'association qualifiée de pénalisante, orientée vers le principe de précaution, puisque favorisant la proportion des classes fortes et moyennes.

Carte 1

		E	M	F	N
Carte 2	E				
	M				
	F				
	N				

E = élevé ; M = modéré, F = faible et N = nul

Figure 6.12 : Matrice d'association retenue pour l'unification des cartes de susceptibilité (Günther *et al.*, 2011)

6.4.3. Résultats

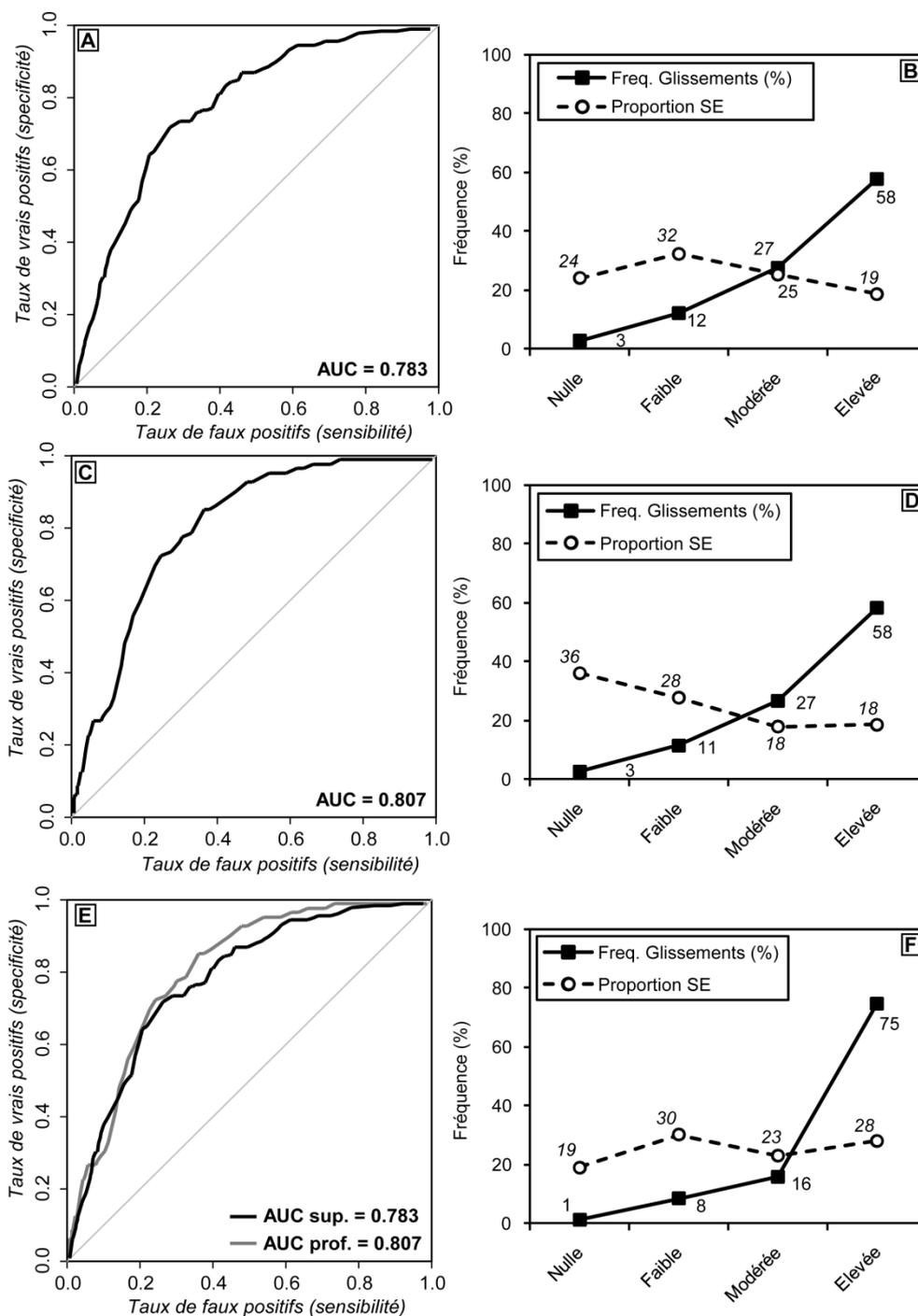
Les meilleures cartes obtenues à la fin de la procédure itérative sont préservées comme cartes finales. Les principaux résultats des tests quantitatifs de qualité sont présentés dans les figures 6.13, 6.14 et 6.15. Les cartes finales sont présentées dans la figure 6.16 accompagnées d'un zoom illustratif.

6.4.3.1. Qualité des cartes : approche quantitative

Pour la **carte de susceptibilité des glissements superficiels**, la courbe ROC présente un profil convexe largement individualisé de la ligne diagonale (Figure 6.13). La valeur d'AUC est de 0.783, pouvant être considérée comme un résultat acceptable suivant la classification proposée par Metz (1978). La fréquence relative de glissements par classe est très proche des seuils définis pour la classification, avec respectivement 58% de glissements dans la classe "élevée", 27% dans la classe "modérée", 12% dans la classe "faible" et 3 % dans la classe "nulle". L'analyse de la taille relative de chacune des classes de susceptibilité montre un bilan mitigé. La classe "élevée" représente 19% du secteur d'étude, la classe "modérée" 25%, la classe "faible" 32% et la classe "nulle" 24% (Figure 6.13). Ces chiffres montrent ainsi une distribution légèrement déséquilibrée face aux attentes expertes (proportion décroissante à mesure que la susceptibilité augmente). La classe "nulle" montre ainsi une proportion relativement limitée du secteur étudié, tandis que les classes "élevée" et "modérée" semblent être surestimées.

Pour les **glissements profonds**, les résultats sont légèrement meilleurs. La valeur d'AUC est de 0.807, pouvant être considérée comme un bon résultat (Metz, 1978) (Figure 6.13). Comme pour la carte de susceptibilité des glissements superficiels, les seuils de la proportion de glissements peuvent être clairement respectés dans la carte finale classée avec respectivement, 58% de glissements dans la classe "élevée", 27% dans la classe "modérée", 12% dans la classe "faible" et 3 % dans la classe "nulle". La taille relative des classes est caractérisée par un gradient progressif mieux respecté

avec 18% du secteur d'étude en classe "élevée", 18% en classe "modérée", 28% en classe "faible" et 36% en classe "nulle" (Figure 6.13). Les deux classes "élevée" et "modérée" montrent ainsi des proportions équivalentes, ce qui diverge légèrement de l'opinion expert. Cependant, les résultats restent globalement satisfaisants.



(A) courbe ROC de la carte de susceptibilité des glissements superficiels, (B) fréquence relative par classe de la carte de susceptibilité des glissements superficiels, (C) courbe ROC de la carte de susceptibilité des glissements profonds, (D) fréquence relative par classe de la carte de susceptibilité des glissements profonds, (E) comparaison des deux courbes ROC et (F) fréquence relative par classe de la carte de susceptibilité unifiée

Figure 6.13 : Résultats des tests de qualité quantitatifs pour les meilleures cartes de susceptibilité pour le Pays d’Auge

L'unification des deux cartes montre un taux de correspondance relativement important, avec 48.9% de superposition parfaite entre les deux cartes classées (Figure 6.14). Après l'unification des deux cartes et la réintroduction des secteurs de pente inférieure à 5% dans la classe de susceptibilité "nulle", la proportion de chacune des classes est largement modifiée au profit de la classe "nulle" (Figure 6.15). Les classes "modérée" et "élevée" représentent chacune 9% du total du secteur d'étude, la classe "faible" représente 10% et la classe "nulle" 72%. La proportion de glissements dans la classe "élevée" est très importante (75%), explicable notamment par le caractère "pessimiste" de la méthode d'unification.

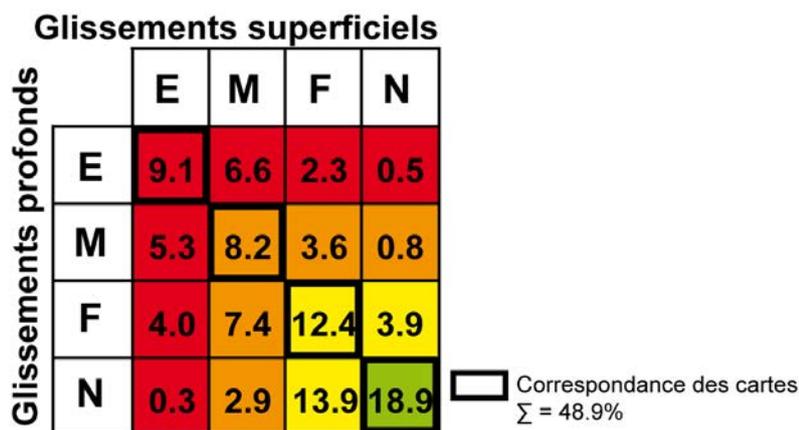


Figure 6.14 : Matrice d'association des deux cartes de susceptibilité représentant la proportion du secteur d'étude pour chaque combinaison de la carte sur l'ensemble du Pays d'Auge

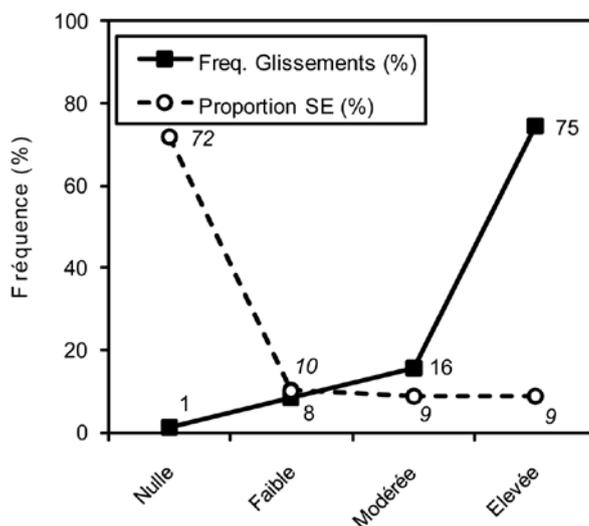
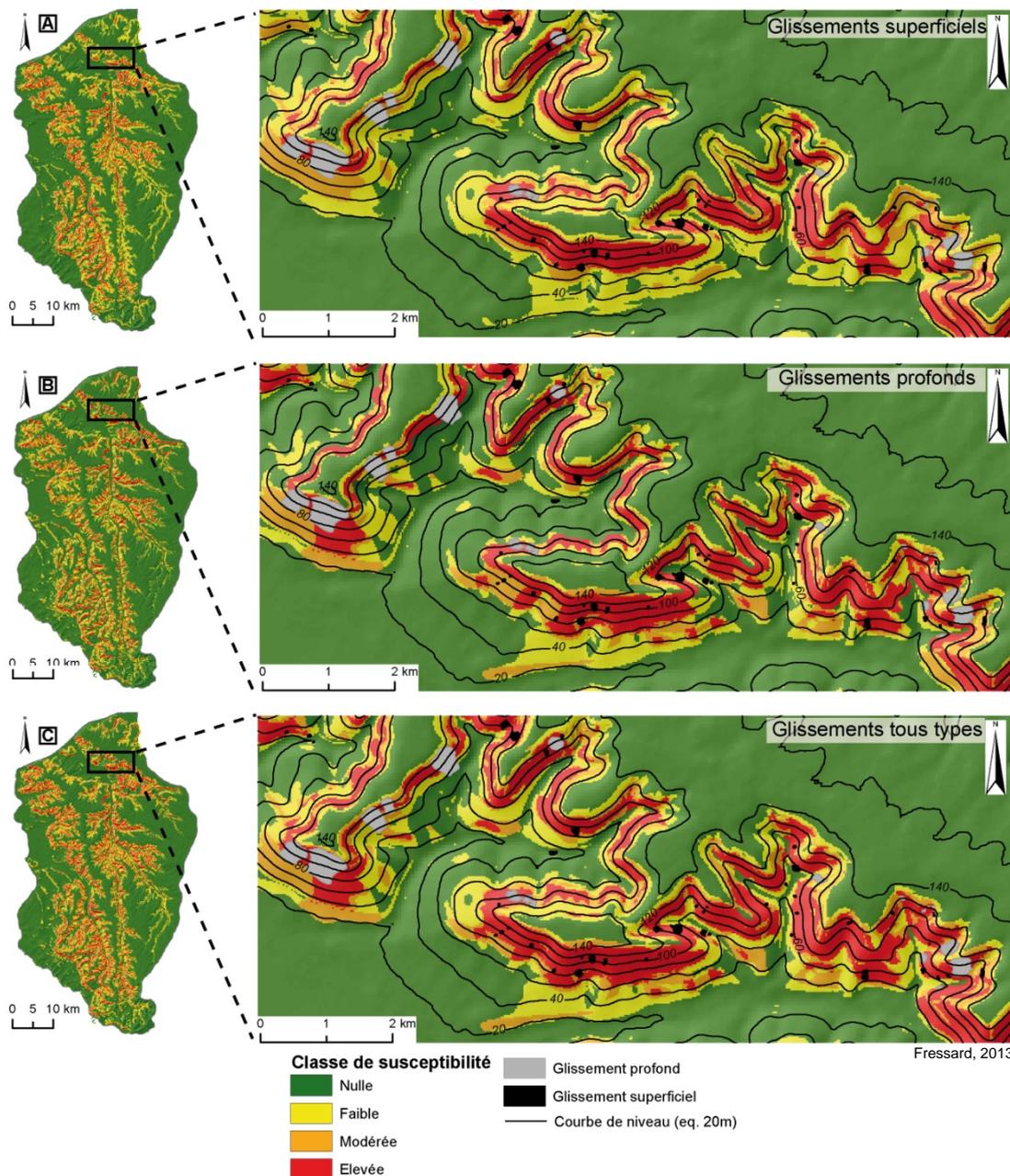


Figure 6.15 : Fréquence relative des glissements et des classes de susceptibilité pour la carte unifiée sur l'ensemble du Pays d'Auge

6.4.3.2. Analyse visuelle des résultats

Comme le montrent les figures 6.16 et 6.17, les classes de susceptibilité "élevée" sont principalement localisées en partie amont des versants, sur les pentes les plus prononcées et à proximité des secteurs dont la lithologie est caractérisée par l'affleurement de la glauconie de base albienne. Les secteurs caractérisés par un

couvert forestier sont systématiquement affectés par des classes "faible", pour la carte des glissements superficiels. Les parties basses des versants, caractérisées par des pentes faibles (5 à 10%) et des lithologies calcaires ou marneuses, sont globalement classées en susceptibilité "nulle" à "faible". Ces différentes observations montrent ainsi une bonne concordance avec l'opinion experte.



(A) carte de susceptibilité pour les glissements superficiels, (B) glissements profonds et (C) cartes unifiées glissements superficiels/glissements profonds

Figure 6.16 : Cartes de susceptibilité finales obtenues par système multicritères (SMCE) et zoom sur le secteur de Pont-l'Évêque

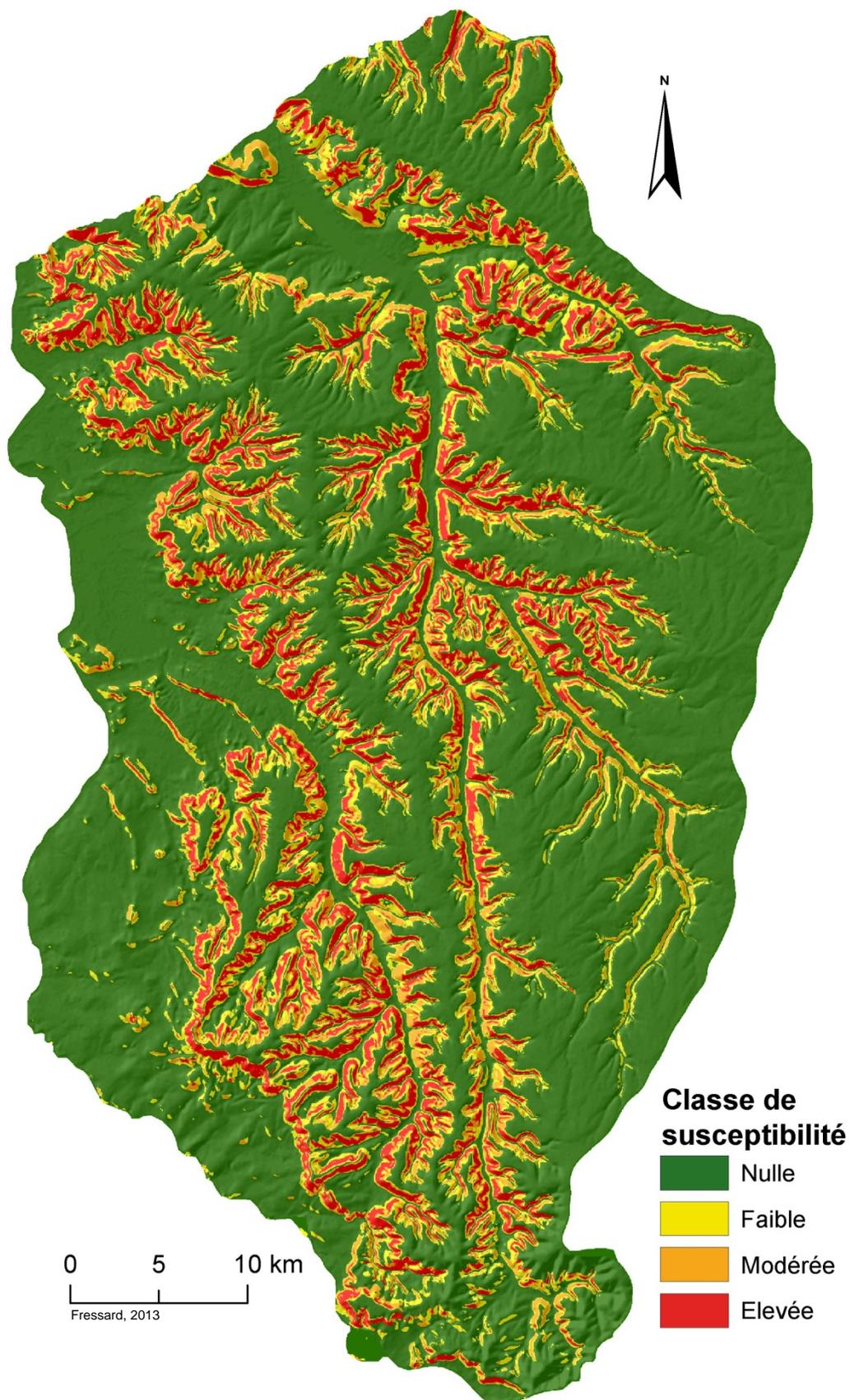


Figure 6.17: Carte de susceptibilité finale obtenue par système multicritères pour l'ensemble du Pays d'Auge

La comparaison de notre carte réalisée par système multicritères avec la carte de prédisposition de la DREAL-BN montre de flagrantes discordances (Figure 6.18). Notre carte propose un zonage qui semble “*pessimiste*”, tendant à surestimer les classes de susceptibilité “*élevée*” et “*modérée*”, tandis que la carte de la DREAL-BN apparaît plutôt comme “*optimiste*”, sous estimant le zonage.

Outre l’utilisation d’un plus grand nombre de facteurs pour le calage du modèle, cette différence peut également être expliquée par les seuils de classification sélectionnés dans notre étude. Ces seuils, relatifs au nombre de glissements observés devant être contenus dans chacune des classes, ont été volontairement fixés sur des valeurs élevées (de 60% comme évoqué précédemment) afin de maximiser le taux de prédiction de la carte finale, allant ainsi dans le sens de la sécurité. Pour la carte de prédisposition de la DREAL-BN, aucune information n’est disponible quant aux règles de sélection des seuils de classification, ce qui ne permet pas d’aller plus loin dans la comparaison et dans l’analyse.

Il est possible de baisser les seuils afin de limiter l’étendue de la classe “*élevée*”, mais cela renvoie de manière évidente à **la question de la fiabilité de la carte si moins de 50% des phénomènes inventoriés ne peuvent être expliqués par une susceptibilité “élevée”**. Plus globalement, le défaut de précision des cartes à l’échelle régionale (1/50.000^{ème}) renvoie à la question de la qualité des données d’entrée et de leurs relations de cause à effet avec les processus cartographiés.

Pour les glissements superficiels par exemple, l’analyse experte met en évidence un lien étroit entre les phénomènes et les formations superficielles. Cette donnée, non disponible sur l’ensemble du *Pays d’Auge*, apparaît comme cruciale dans la bonne identification des secteurs les plus susceptibles. Sans la disponibilité d’une bonne cartographie des formations superficielles, la cartographie de la susceptibilité de ce type de phénomènes reste ainsi limitée à une approximation.

La comparaison des cartes réalisées à l’échelle régionale avec notre carte expert réalisée à l’échelle du 1/10.000^{ème} (Figure 6.18) permet de montrer qu’avec un levé détaillé des formations superficielles et une carte morphodynamique, les classes de susceptibilité “*élevée*” et “*modérée*” peuvent être largement réduites en comparaison avec la carte obtenue par SMCE.

Plus largement, cette comparaison illustre l’intérêt et l’apport de la cartographie à échelle large, et confirme la nécessité d’emboîtement des échelles cartographiques pour l’analyse de la susceptibilité et/ou aléa sur des secteurs étendus.

Enfin, à l’échelle régionale, les méthodes semi-expertes montrent ici leurs limites. Il reste difficile, malgré une connaissance détaillée des phénomènes représentatifs, de généraliser les observations effectuées à l’échelle du site instable ou du bassin versant à l’ensemble d’une région sans une certaine part d’approximation.

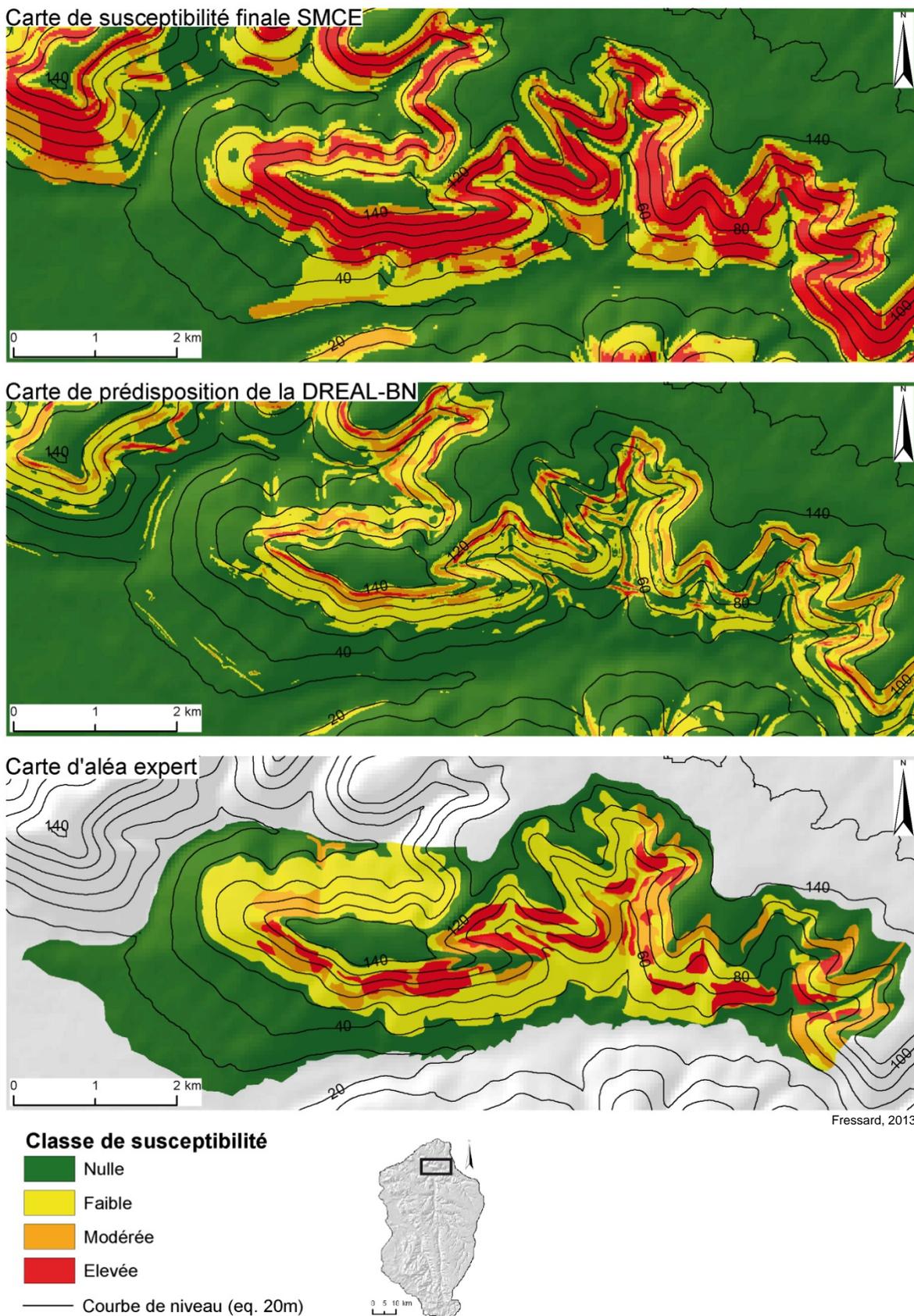


Figure 6.18 : Comparaison des différentes cartes expertes disponibles pour la partie continentale du Pays d'Auge, zoom centré sur le secteur d'étude de Pont-l'Évêque

6.5. Conclusion du chapitre 6

Deux approches de la cartographie de la susceptibilité ont été conduites durant ce chapitre. Elles correspondent chacune à deux niveaux d'analyse distincts (échelle détaillée et échelle moyenne) dans lesquels différents degrés de subjectivité sont présents. Elles se caractérisent par une complémentarité importante et constituent un support de base pour la comparaison avec les approches statistiques qui seront développées dans le chapitre 7.

En premier lieu, l'approche experte directe à échelle détaillée constitue un préalable nécessaire à la bonne compréhension de la relation entre les mouvements de versant et les facteurs de prédisposition. Il s'agit d'une approche heuristique systémique, uniquement basée sur l'opinion de l'expert, permettant :

- (1) d'enrichir une vision globale du fonctionnement des processus et de leur lien avec les facteurs de prédisposition à l'échelle du versant. Ces différents exemples de cas concrets observés sur le terrain permettent une analyse critique des cartes qui seront par la suite modélisées ;
- (2) de proposer une restitution cartographique de ces observations par l'intermédiaire d'une carte d'aléa, constituant le support de référence pour la comparaison à échelle détaillée.

Les résultats de cette approche montrent une interrelation étroite entre la pente, les formations superficielles et l'hydrologie du versant (notamment la nappe perchée) dans la prédisposition des terrains aux glissements. La carte experte finale est considérée comme satisfaisante, notamment du fait de l'intégration de données précises de la topographie (MNT IFSAR), de la carte des formations superficielles et de la carte morphodynamique (chapitre 5).

La transposition de ces règles expertes à l'échelle du 1/50.000^{ème} sur l'ensemble du terrain d'étude *via* leur formalisation dans un système multicritères constitue la seconde étape de l'approche experte. Le cadre formaliste imposé par l'analyse multicritères en fait ainsi une méthode semi-experte, considérée comme plus adaptée pour une approche à cette échelle. Les résultats sont globalement mitigés, caractérisés par une surestimation des classes de susceptibilité forte.

Même si ces résultats sont globalement considérés comme satisfaisants, il n'en demeure pas moins que les approches expertes et semi-expertes restent extrêmement subjectives et souvent critiquées pour leur manque de reproductibilité. Cette considération ne remet pas en cause la capacité de l'expert à identifier des relations de cause à effet entre les phénomènes et les facteurs de prédisposition mais, est plutôt orientée sur :

- (1) la difficulté de déterminer la contribution relative de chaque facteur dans le processus et par la même occasion d'en dériver des pondérations justes ;
- (2) les erreurs cartographiques inhérentes à la délimitation manuelle des différentes zones de susceptibilité/aléa.

Ces différentes considérations justifient donc la nécessité de tester la performance de méthodes alternatives, souvent jugées comme plus objective.

Chapitre 7

Modélisation probabiliste de la susceptibilité

7.1. Introduction

Ce chapitre traite de la cartographie de la susceptibilité aux glissements de terrain par **approche probabiliste à différentes échelles** dans le *Pays d'Auge*. Cette approche, basée sur un modèle de régression logistique, vise à constituer une alternative à la cartographie experte souvent jugée subjective par les scientifiques. Une attention particulière est portée sur la qualité des données d'entrée des modèles, étant considérées comme déterminantes dans la qualité des résultats finaux. Les différents aspects relatifs aux concepts de l'emploi de modèles statistiques en géomorphologie et dans la problématique des mouvements de versant ne seront pas abordés (dialectique subjectivité/objectivité, limitations théoriques des modèles, etc.). Nous préférons ici une approche plus pragmatique visant à évaluer les **applications potentielles directes** de ces modèles **comme soutien à l'expertise** dans le cadre de la **cartographie préventive** des mouvements de versant.

La section 7.2 justifie le choix de la **régression logistique** parmi les diverses méthodes disponibles pour les approches indirectes de la susceptibilité. Les **principes généraux** de la méthode sont ensuite décrits.

La section 7.3 présente la **stratégie de modélisation** sélectionnée pour la cartographie de la susceptibilité.

La section 7.4 présente une analyse comparative de la régression logistique ordinaire et de la régression logistique adaptée aux événements rares pour la cartographie de la **susceptibilité à échelle moyenne**. Les meilleurs résultats sont retenus pour constituer une carte de susceptibilité sur l'ensemble de la zone d'étude.

La section 7.5 présente les résultats obtenus pour la cartographie de la **susceptibilité à échelle détaillée** (1/10.000^{ème}). Une analyse comparative de l'influence de la **qualité des données** dans le processus de modélisation est présentée.

La section 7.6 vise à **comparer les cartes** modélisées par régression logistique avec la carte experte et les cartes semi-quantitatives présentées dans le chapitre 6.

7.2. Approche multivariée : la régression logistique

De nombreuses approches quantitatives existent visant à généraliser des relations mathématiques entre la localisation des mouvements de versant et un jeu de facteurs de prédisposition. Pour cette recherche, le choix de la méthode s'est porté sur la régression logistique. Il n'est pas envisagé de proposer une analyse comparative de multiples méthodes de modélisation, pour se focaliser principalement sur la problématique des données d'entrée qui constituent, au même titre que la méthode de calcul sélectionnée, une importante source de variabilité des résultats. La littérature propose certaines adaptations du modèle logistique dans le cas "d'événements rares" tels que les glissements de terrain. Nous proposerons ainsi une évaluation de l'apport de ces corrections dans le cadre de cette étude de cas.

7.2.1. Le choix des régressions logistiques

Le choix de la régression logistique a été principalement guidé par le succès de cette méthode dans la littérature, en faisant une technique de modélisation couramment employée et validée. D'autre part, le caractère pratique et relativement souple de son utilisation constitue un argument de plus pour la sélection de cette dernière.

De nombreuses études publiées dans la littérature scientifique se sont attachées à proposer des analyses comparatives des différentes méthodes de cartographie de la susceptibilité sur la base du même jeu de données. Les tableaux 5.1 et 5.2 proposent une vue d'ensemble synthétique de ces différentes publications.

D'une manière générale, cette revue bibliographique montre que les méthodes expertes sont généralement considérées comme moins performantes. Les modèles bivariés sont généralement dans la norme, avec ponctuellement de très bonnes performances et également parfois certaines contre-performances. La régression logistique est presque systématiquement testée dans les études comparatives et constitue la méthode la plus souvent identifiée comme la plus performante.

Les méthodes issues de l'intelligence artificielle montrent, à l'instar des approches bivariées, un bilan mitigé, caractérisé par des performances variables. Enfin, les modèles déterministes, parfois utilisés pour la spatialisation de la susceptibilité ou de l'aléa sont finalement peu testés dans la littérature comparative. La comparaison avec les méthodes statistiques et/ou expertes montrent systématiquement des performances limitées des modèles déterministes. Ce qui est notamment lié à l'importante simplification que leur utilisation requiert lorsque l'échelle de travail se réduit (Cervi *et al.*, 2010).

Outre la difficulté à identifier clairement une méthode faisant consensus, cette revue bibliographique permet de supposer l'importante influence des spécificités locales des secteurs étudiés et des données d'entrée dans les résultats des approches quantitatives et qualitatives de cartographie de la susceptibilité.

Tableau 7.1 : Tableau récapitulatif des études comparatives de la modélisation de la susceptibilité et notation qualitative de l'efficacité relative de chaque méthode (modifié et mis à jour de Poiraud, 2012)

HR = Heuristique, AHP = systèmes multicritères, FL = logique floue, LSI = index bivarié, CF = certainty factor, WOE = théorie de l'évidence, LR = Régression logistique, MVD = analyse discriminante, ANN = réseau de neurone, DT = arbre de décision, SVM = machine à vecteur de support, MECA = modèle déterministe ; o = méthode moyenne, + = méthode la plus performante, - = méthode la moins performante

Méthode	Expert et semi-expert			Statistique bivariée				Statistique multivariée		Intelligence artificielle			Base physique
	HR	AHP	FL	LSI	CF	DS	WOE	LR	MVD	ANN	DT	SVM	MECA
Süzen & Doyan, 2004							-	+					
Brenning, 2005								+			-	o	
Yesilnacar & Topal, 2005								-		+			
Lee <i>et al.</i> , 2005				+				-		+			
Long, 2008	-	-		+	+	o	o	o					-
Tangestani, 2009			+			-							
Yilmaz, 2009				-				o		+			
Falaschi <i>et al.</i> , 2009								-		+			
Magliulo <i>et al.</i> , 2009	-						+						
van den Eeckhaut <i>et al.</i> , 2010	-							+					
Rossi <i>et al.</i> , 2010								+	o				
Cerviet <i>et al.</i> , 2010			o				+						-
Nandi & Shakoor, 2010				-				+					
Oh <i>et al.</i> , 2010				o				+					
Pradhan & Lee, 2010				o				+					
Yilmaz, 2010							-	o		+		+	
Yalcin <i>et al.</i> , 2011		o		o			+	-					
Marjanovic <i>et al.</i> , 2011		-						o			o	+	
Choi <i>et al.</i> , 2012				o				+					
Akgun, 2012		-		o				+					
Demir <i>et al.</i> , 2013		-		+									
Devkota <i>et al.</i> , 2013				+	-			o					
Pourghasemi <i>et al.</i> , 2013				o	-			+					

Tableau 7.2 : Synthèse du nombre d'utilisation de chacune des méthodes de cartographie de la susceptibilité disponibles dans la littérature et des notations qualitatives de l'efficacité de chaque méthode

Légende, cf. Tableau 1.1, n = nombre d'utilisations, n(+) nombre d'études où la méthode est la plus performante, n(o) = nombre d'études où la méthode est moyenne, n(-) = nombre d'études où la méthode est la moins performante

	HR	AHP	FL	LSI	CF	DS	WOE	LR	MVD	ANN	DT	SVM	MECA
n	3	5	2	12	3	2	5	19	1	10	2	3	2
n(+)			1	4	1		3	10		5		2	
n(-)	3	4		2	2	1	2	5		5	1		2
n(o)		1	0	6		1		4	1		1	1	

7.2.2. Principes de calcul

La régression logistique est une méthode multivariée couramment employée en statistiques visant à prédire la probabilité d'occurrence d'un événement dont la distribution est binaire (0 ou 1) (Ayalew & Yamagishi, 2005 ; Yesilnacar & Topal, 2005 ; Falaschi *et al.*, 2009 ; Mathew *et al.*, 2009 ; Yilmaz, 2010 ; Bai *et al.*, 2011). Plusieurs ouvrages de statistiques proposent des définitions détaillées des principes de calculs et méthodes d'interprétation des résultats (entre autres, Hosmer & Lemeshow, 1989 ; Allison, 2012). Cette sous-section ne propose qu'une brève synthèse des principaux points clés permettant de comprendre le fonctionnement général de la méthode.

La présentation se focalise sur la description du principe de la régression logistique dite "*ordinaire*" dans un premier temps. Dans un second temps, nous développerons le cas particulier de la "*régression logistique adaptée aux événements rares*" ("*rare events logistic regression*"), souvent présentée dans la littérature comme plus adaptée à la thématique des aléas naturels, dont les glissements de terrain (van den Eeckhaut *et al.*, 2006 ; Bai *et al.*, 2011 ; Guns & Vanacker, 2012).

7.2.2.1. Régression logistique ordinaire

- Principe général

La régression logistique vise à évaluer la relation entre une variable binaire Y (par ex. présence/absence de glissement) et un set de variables explicatives (x_1, x_2, \dots, x_n) , lesquelles peuvent être continues ou discrètes et ne nécessitant pas une distribution normale (Hosmer & Lemeshow, 1989).

L'intérêt majeur de cette technique est de quantifier la force de l'association entre chaque variable indépendante et la variable dépendante, en tenant compte de l'effet des autres variables intégrées dans le modèle ("*mesure ajustée*") (Hosmer & Lemeshow, 1989).

La fonction logistique peut être écrite telle que (Allison, 2012) (eq. 1) :

$$P(Y=1)=\hat{p}=\frac{1}{1+e^{-(\hat{a}+\hat{\beta}_1x_1+\hat{\beta}_2x_2+\dots+\hat{\beta}_nx_n)}} \quad (\text{eq. 1})$$

où \hat{p} est la probabilité d'occurrence spatiale d'un glissement, \hat{a} est une constante et $\hat{\beta}_i$ est le coefficient des variables explicatives \hat{x}_i estimé par maximum de vraisemblance.

L'équation peut ainsi être linéarisée par transformation logarithmique de *l'odds* (rapport des côtes) ou *logit*, permettant de proposer une relation linéaire avec les variables indépendantes (eq. 2) :

$$\log\left(\frac{\hat{p}}{1-\hat{p}}\right) = \hat{a} + \hat{\beta}_1x_1 + \hat{\beta}_2x_2 + \dots + \hat{\beta}_nx_n \quad (\text{eq. 2})$$

- Dépendance aux données d'entrée

Le choix des variables x_i est primordial dans la qualité des résultats finaux. Le modèle logistique doit être basé sur des hypothèses et des connaissances du "*réseau de causalité*" entre les variables explicatives et la variable à expliquer (Preux *et al.*, 2005 ; Allison, 2012). Il est donc généralement recommandé d'effectuer une analyse descriptive précise et complète avant de procéder aux calculs multivariés. En effet, un

niveau de significativité minimal est requis entre les variables sous peine d'approximations dans les coefficients du fait des effets de “*concurrence*” entre les variables et l'estimation du *logit* (Preux *et al.*, 2005).

La régression logistique est également une méthode sensible à la colinéarité des variables. Il est ainsi important d'éviter l'introduction de variables corrélées entre elles, pouvant conduire à l'apparition de biais dans l'estimation des coefficients. Il est donc important de bien sélectionner les variables en amont, tant du point de vue de leur relation avec les phénomènes étudiés que d'un point de vue statistique (Hosmer & Lemeshow, 1989).

7.2.2.2. Cas particulier de la régression logistique “*adaptée aux événements rares*”

Malgré sa popularité dans la littérature, la régression logistique peut poser certains problèmes d'application théorique, lorsque la variable à modéliser est caractérisée par une très large dichotomie entre le nombre de cas positifs (présence de glissements) et le nombre de cas négatifs (absence de glissements). Dans le type de secteur, les glissements peuvent être ainsi considérés comme des événements rares. Le terme d'événement rares a été introduit par King & Zeng (2001) en sciences politiques pour qualifier ces situations dans lesquelles la variable dépendante est caractérisée par une occurrence de 0 pouvant être plusieurs milliers de fois supérieures à celle des 1.

Ce cas particulier peut être la source de nombreux biais dans les méthodes de modélisation statistique dont la régression logistique. En cas d'événements rares, la régression logistique tend à sous-estimer et/ou surestimer la probabilité d'occurrence des événements (King & Zeng, 2001). Pour contourner ce problème, les mêmes auteurs ont proposé **trois types de corrections à appliquer** à la méthode, développée sous le terme de régression logistique adaptée aux événements rares (“*rare events logistic regression*”). Cette méthode fut ensuite reprise pour la cartographie de la susceptibilité aux mouvements de versant par van den Eeckhaut *et al.*(2006) ; Bai *et al.*(2011) ; Guns & Vanacker (2012).

Les trois types de corrections concernent :

- **L'échantillonnage** : il est généralement conseillé de procéder à un échantillonnage de taille équivalente entre les événements et les non événements en régression logistique (Allison, 2012). Il en résulte, de manière évidente, un sous échantillonnage des non événements qui, si le nombre de glissements est faible et le secteur d'étude d'une grande superficie/diversité, ne seront pas représentatifs de l'ensemble des conditions existantes dans la réalité. La première correction vise donc à augmenter la taille de l'échantillon des “*non événements*”. Ceux-ci sont sélectionnés de manière aléatoire dans une proportion une à dix fois supérieures aux événements (échantillonnage stratifié endogène) (King & Zeng, 2001 ; Beguería, 2006).
- **La correction de la constante ou correction *a priori*** : l'échantillonnage stratifié endogène peut biaiser l'estimation de la constante de manière significative. Ainsi, King & Zeng (2001) proposent une correction de cette constante. La constante corrigée a_0 est calculée sur la base de la constante estimée \hat{a} , de la fraction d'événements dans la population totale τ et la proportion d'événements dans l'échantillon \bar{y} (eq. 3).

$$a_0 = \hat{a} - \ln \left[\left(\frac{1-\tau}{\tau} \right) \left(\frac{\bar{y}}{1-\bar{y}} \right) \right] \quad (\text{eq. 3})$$

- **La correction des probabilités finales** : la correction de constante entraîne une sous-estimation des probabilités *a posteriori* P_i . Celles-ci sont ainsi réajustées par l'utilisation d'un facteur de correction noté C_i (eq.4):

$$P_i = \tilde{p}_i + C_i \quad (\text{eq.4})$$

Pour chacune des observations, C_i est calculé par (eq. 5) :

$$C_i = (0.5 - \tilde{p}_i) \tilde{p}_i (1 - \tilde{p}_i) X V(\beta) X' \quad (\text{eq. 5})$$

où X est le vecteur $1 \times (n + 1)$ des valeurs de chaque variable indépendante, X' est la transposition de X et $V(\beta)$ la matrice de covariance.

7.3. Stratégie de modélisation

La stratégie de modélisation appliquée pour cette recherche est constituée de **quatre étapes intimement imbriquées** et dépendantes qui sont réalisées selon une procédure linéaire. Elle vise (1) à sélectionner les variables les plus significatives à introduire dans le modèle, (2) à effectuer la procédure de modélisation, (3) à sélectionner les meilleurs résultats afin, (4) de proposer la carte finale la plus vraisemblable. Un diagramme synthétique des différentes étapes de la procédure de modélisation est présenté dans la figure 7.1. Même si les méthodes statistiques sont souvent considérées comme objectives, la personne en charge de l'étude intervient régulièrement dans le processus de modélisation.

7.3.1. Sélection des variables

La présentation générale du fonctionnement de la régression logistique dans la section précédente a permis de mettre en évidence, sur le plan théorique, la sensibilité de la méthode au nombre et à la qualité des données introduites (ici dans le sens de la puissance de l'association entre les glissements et la variable prédictive). Une première étape de sélection des données apparaît à ce titre indispensable. Afin de sélectionner les variables les plus pertinentes pour leur intégration dans la procédure de modélisation, trois tests sont proposés.

7.3.1.1. Opinion de l'expert

L'opinion experte est indispensable dans la mesure où elle permet de ne sélectionner que des variables vraisemblables. Certaines données jugées non significatives ne sont ainsi pas testées et permettent un gain de temps important.

7.3.1.2. Tests d'association

Les tests d'association visent à estimer la puissance de la relation entre deux variables (dans notre cas glissements/variable prédictive). Seules les variables ayant une relation significative avec les mouvements de versant doivent être sélectionnées.

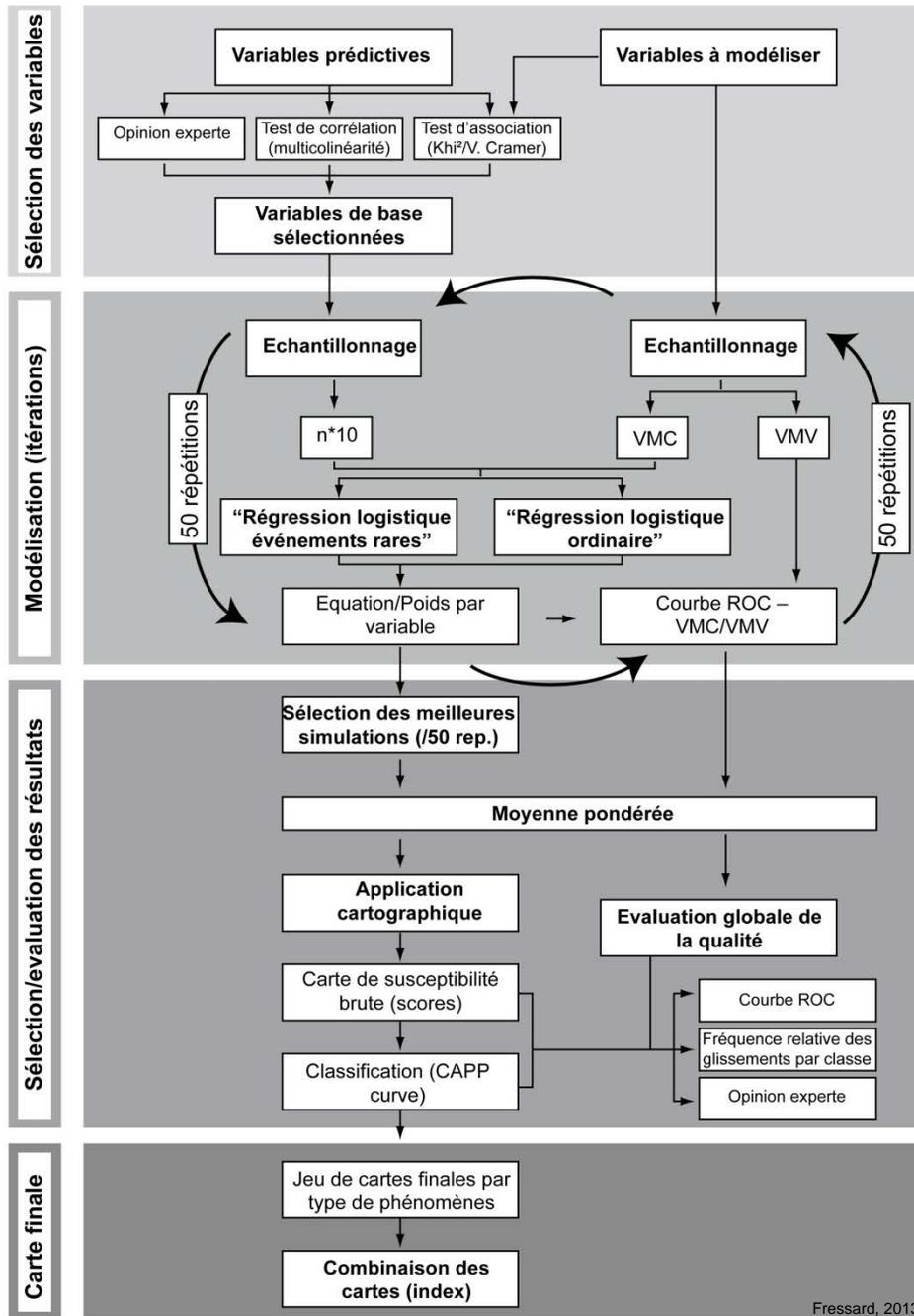


Figure 7.1 : Diagramme synthétique de la démarche de modélisation appliquée pour la cartographie de la susceptibilité dans le Pays d'Auge

Les tests du χ^2 et du V de Cramer ont été utilisés pour évaluer de manière quantitative la puissance de l'association entre les variables prédictives et la localisation des mouvements de versant.

Ceux-ci constituent **deux tests d'indépendance complémentaires** pour des variables qualitatives. Ils nécessitent donc la discrétisation des variables quantitatives, dont l'influence dans le résultat final est considéré comme négligeable (Bressoux, 2008). Ils sont basés sur l'utilisation de tableaux de contingence et visent à estimer de manière probabiliste, l'indépendance entre les lignes et les colonnes. Le V de Cramer est un bon indicateur synthétique proposant une valeur finale unique évoluant entre 0

(indépendance totale) et 1 (dépendance totale). Plus de détails sur les tests du Khi^2 et V de Cramer sont disponibles dans la littérature (Barnier, 2008).

Du fait de la forte sensibilité du test du Khi^2 à la dichotomie dans le nombre de variables dans les classes à tester, un échantillonnage des “*non glissements*” a été effectué afin de limiter les biais statistiques. Cet échantillonnage repose sur la sélection aléatoire d’un nombre dix fois supérieur de “*non glissements*” que de glissements. La procédure de calcul du Khi^2 et du V de Cramer est ensuite répétée 10 fois sur la base de 10 tirages aléatoires indépendants, afin de rendre plus robuste la procédure de calcul. Les résultats sont finalement présentés sous forme de diagrammes en boîtes multiples, permettant une sélection visuelle des variables les plus en relation avec la localisation des glissements.

7.3.1.1. Tests de colinéarité

Nous l’avons détaillé précédemment, la **régression logistique**, comme beaucoup de méthodes statistiques, est **très dépendante de la colinéarité entre les variables**. Deux tests de multicollinéarité ont été effectués.

Les indicateurs statistiques VIF et TOL (respectivement “*Variation Inflation Factor*” et “*Tolerance*”), ont été calculés afin de détecter d’éventuelles corrélations entre les variables avant leur intégration dans le modèle. Ces deux tests complémentaires sont obtenus par la régression pas à pas de chaque variable explicative sur l’ensemble des autres variables explicatives (Allison, 2012). Ils permettent ainsi une détection beaucoup plus robuste des corrélations entre les variables que de simples matrices de corrélation, dans la mesure où il est possible qu’aucune paire de variables n’ait de corrélation forte, tandis que plusieurs variables peuvent être, ensemble, fortement corrélées (Bressoux, 2008). La tolérance (TOL) est un indicateur pouvant prendre toutes les valeurs entre 0 (multicollinéarité parfaite) et 1 (absence totale de multicollinéarité). L’inflation de la variance (VIF), n’est que la réciproque de TOL. Le VIF vaut 1 lorsqu’il y a absence totale de multicollinéarité et tend vers l’infini en cas de multicollinéarité parfaite.

Un seuil d’élimination des variables en fonction des résultats des deux tests précédents a été déterminé en fonction des suggestions d’Allison (2012), proposant des seuils de multicollinéarité de respectivement $\text{TOL} > 0.4$ et $\text{VIF} < 2$.

7.3.2. Stratégie d’échantillonnage et de calage du modèle

Avant de procéder à l’étape de calcul des scores logistiques, un échantillonnage des cellules représentant les glissements et les zones stables est effectué. Cet échantillonnage est réalisé en vue d’un objectif double qui consiste à :

- (1) préserver un sous-ensemble de cellules instables non utilisé dans le processus de calcul afin de valider le pouvoir prédictif du modèle final *a posteriori*;
- (2) introduire un nombre cohérent de cellules “*stables*” dans le modèle afin de limiter la dichotomie entre les deux échantillons.

7.3.2.1. Echantillonnage des glissements

Il est couramment considéré dans la littérature que seules les zones d'ablation des glissements doivent être utilisées pour le calcul de la susceptibilité. En effet, cette approche ne cherche *stricto sensu* qu'à identifier les "zones sources" glissements, autrement dit les zones sujettes à la rupture. La partie accumulation des glissements n'est que la conséquence de la rupture amont et n'intervient en aucun cas dans la genèse du processus (Carrara et al., 1991 ; Soeters & Van Westen, 1996 ; Poli & Sterlacchini, 2007 ; Thiery, 2007).

La stratégie d'échantillonnage des glissements constitue une étape fondamentale dans la modélisation de la susceptibilité pouvant être sujet à discussion dans la mesure où celle-ci va fortement influencer les résultats finaux. Aucune procédure faisant consensus ne peut se dégager clairement dans la littérature. Les questionnements portent principalement sur le nombre de points d'échantillonnage à sélectionner au sein d'un même glissement. Plusieurs auteurs ont proposé des **études comparatives de l'influence de la stratégie d'échantillonnage des cellules de glissement** (Poli & Sterlacchini, 2007 ; Thiery, 2007). Globalement, les résultats sont considérés comme meilleurs en utilisant plusieurs cellules par glissement. Cependant, ce type de sélection des données de base pose **deux problèmes majeurs** :

- (1) la sélection de l'ensemble des cellules constituant les zones d'ablation des glissements tend à largement surestimer l'importance des glissements de grande taille (Atkinson & Massari, 1998 ; van den Eeckhaut et al., 2006) ;
- (2) l'utilisation de multiples points par glissements introduit une forte autocorrélation spatiale dans les modèles, biaisant l'estimation des poids par effet dit de surapprentissage ("*overfitting*") (Atkinson & Massari, 2011).

Ainsi, plusieurs recherches récentes proposent de n'utiliser que le **centre géométrique** de la zone d'ablation des glissements afin de restituer un calcul et une validation plus "*juste*" des phénomènes (entre autres, van den Eeckhaut *et al.*, 2006 ; Atkinson & Massari, 2011). Nous avons choisi d'opter pour cette seconde méthode qui, en plus de limiter l'autocorrélation spatiale, permet de simplifier l'automatisation dans les logiciels de statistique.

Ainsi, les cellules de glissement ont été dérivées de la base des données d'inventaire présentées dans le chapitre 4. Le centre géométrique (centroïde) des zones d'ablation a été extrait sous SIG à partir de l'inventaire obtenu par photo-interprétation uniquement. Les inventaires réalisés par approche géomorphologique n'ont pas été utilisés à échelle moyenne, afin de ne pas introduire une surreprésentation d'événements dans les secteurs concernés.

7.3.2.2. Échantillonnage des secteurs stables

Pour la sélection des secteurs non affectés par les glissements, un échantillonnage stratifié endogène représentant 10 fois la quantité de glissements identifiés a été sélectionné. Ce seuil a été défini en fonction de la littérature, considéré comme un bon compromis entre la nécessité de limiter la dichotomie entre les échantillons d'événements et de "*non événements*" et le besoin d'une base de données d'un volume suffisant, requis par les méthodes statistiques (Guns & Vanacker, 2012). Les cellules ont été échantillonnées selon un tirage aléatoire stratifié endogène au sein de la zone d'étude. Une contrainte spatiale a été intégrée, interdisant l'échantillonnage dans un

rayon de 50 mètres autour des secteurs affectés par des glissements (van den Eeckhaut *et al.*, 2009). Par la suite, 20% des secteurs stables échantillonnés ont été extraits pour la constitution du sous-échantillon de validation. Les données ponctuelles glissements et “*non glissements*” ont ensuite été assemblées pour leur intégration dans le modèle.

7.3.2.3. Approche par “réplication”

Les résultats de la modélisation restent très dépendants de l'échantillonnage des données (Beguiría, 2006). Les deux approches de constitution des bases de données “*glissements*” et “*non glissements*” peuvent être affectées par une importante variabilité selon le tirage aléatoire. La soustraction de 20% de l'échantillon pour la validation, ainsi que le tirage aléatoire des cellules non affectées par les glissements peuvent être la source d'une réelle variabilité de la représentation de la réalité du secteur d'étude.

Afin de limiter les biais d'estimation des coefficients relatifs à l'échantillonnage, nous proposons, dans le cadre de cette recherche, une procédure basée sur la réplication ou “*bootstrap*” (Davison, 1997 ; Beguiría, 2006 ; Guns & Vanacker, 2012). Celle-ci est basée sur la réalisation de 50 tirages aléatoires stratifiés avec remise, à partir desquels 50 modèles successifs ont été effectués. Ceci a permis d'évaluer l'influence de l'échantillonnage sur le résultat final et ainsi de limiter les effets “*d'aubaine*” provoqués par un tirage avantageux, mais non représentatif, ou au contraire, les effets pénalisants liés à un tirage désavantageux. La moyenne de l'ensemble des résultats peut ensuite être utilisée comme expression unique de la probabilité (Charpentier, 2013).

La procédure est automatisée dans le logiciel “*R*”, constituant une interface performante pour ce type d'application. Plusieurs “*packages*” ont été utilisés afin de permettre la manipulation de données spatiales (Bivand, 2006), entre autres, la librairie “*raster*” (Hijmans & van Etten, 2010), permettant d'effectuer les calculs directement sur les images, les librairies “*sapstat*” (Baddeley & Turner, 2005) et “*maptools*” (Lewin-Koh *et al.*, 2011), permettant la manipulation de données vectorielles spatialisées. Le package “*Zelig*” (Imai *et al.*, 2009) permet d'effectuer les régressions logistiques adaptées aux événements rares.

7.3.2.4. Sélection des simulations représentatives

La moyenne des poids attribués à chacune des variables pour les 50 itérations de modèle de régression logistique a été ensuite utilisée pour la production de la carte finale. Afin de limiter les biais de la moyenne, les valeurs extrêmes ont été écartées. Ainsi seules 80% (40) des simulations ont finalement été retenues par élimination des valeurs comprises dans le premier et le dernier décile (d. 10 et d. 90) (Charpentier, 2013) (Figure 7.2).

La procédure a été effectuée de manière indépendante pour chacun des types de phénomènes (glissements superficiels et profonds). Les cartes finales de scores logistiques obtenues ont ensuite été discrétisées par la méthode de la fréquence de glissements par classe puis, finalement assemblées à l'aide d'une matrice d'association selon la procédure détaillée dans le chapitre 6 (section 6.4.2).

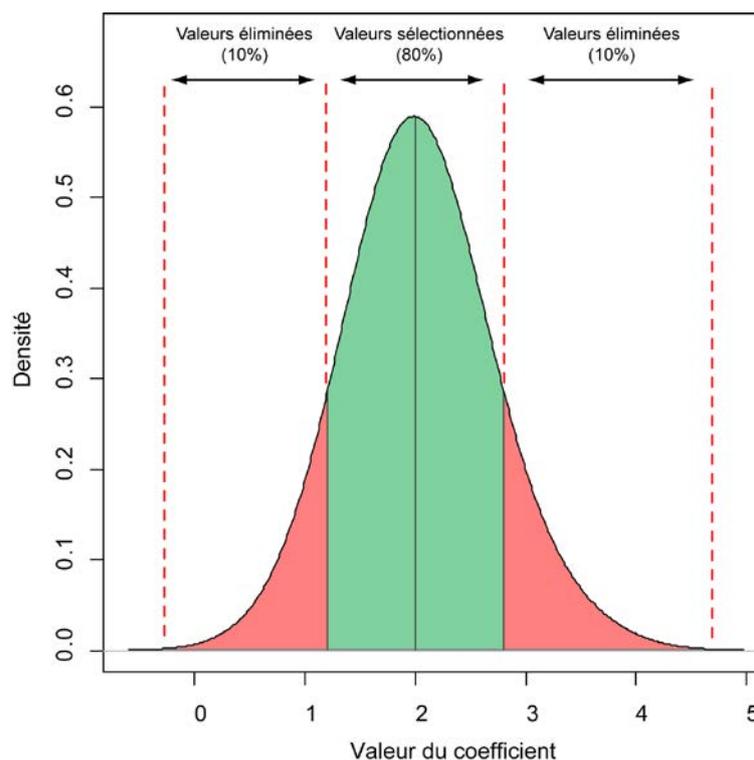


Figure 7.2 : Graphique de la distribution de la densité de probabilité des valeurs du coefficient "pente" pour 50 modèles de régression logistique successifs avec élimination des valeurs extrêmes (d. 10 et d. 90)

7.3.3. Évaluation de la qualité des cartes

L'évaluation de la qualité des cartes modélisées par régression logistique reprend les principes présentés dans le chapitre 6 pour l'évaluation de la qualité des cartes obtenues par méthode semi-expert :

- (1) évaluation de la qualité de l'ajustement du modèle par la méthode de la courbe ROC ;
- (2) évaluation de la qualité des cartes discrétisées en fonction de la taille relative des classes ;
- (3) évaluation experte.

La seule variante de cette évaluation pour la méthode des régressions logistiques réside dans l'analyse de la courbe ROC, qui est ici plus approfondie. Les courbes ROC (et les valeurs AUC associées) ont été effectuées pour l'ensemble des 50 itérations du modèle afin d'estimer la variabilité des résultats des différentes simulations. Deux courbes ROC ont été systématiquement calculées, la première avec l'échantillon de calage, la seconde avec l'échantillon de validation.

Une courbe ROC générale a été finalement recalculée *a posteriori*, sur la base des coefficients moyens finaux et de l'ensemble des glissements. Cette procédure d'évaluation a permis à la fois d'estimer la variabilité et donc la stabilité du modèle face aux différents tirages et également de proposer un indicateur plus global, pour une comparaison plus détaillée entre les différentes cartes modélisées.

7.4. Cartographie de la susceptibilité à échelle régionale

La cartographie de la susceptibilité à l'échelle régionale (1/50.000^{ème}) par approches multivariées constitue le premier niveau d'analyse de la méthode de régression logistique. Celle-ci est appliquée à l'ensemble du *Pays d'Auge* (Figure 5.1). L'objectif de cette section est double :

- (1) proposer une évaluation de la susceptibilité constituant une alternative à la carte dressée par SMCE (système semi-expert) dans le chapitre 6 ;
- (2) comparer les résultats obtenus entre la régression logistique classique et la régression logistique adaptée aux événements rares.

7.4.1. Étude comparative régression logistique ordinaire/régression logistique adaptée aux événements rares

La procédure de modélisation de la régression logistique adaptée aux événements rares est nettement plus complexe que la procédure de régression logistique classique. Plusieurs paramètres additionnels sont en effet nécessaires. De plus, son intégration dans les logiciels de statistique est plus longue. Ceci réduit donc, de fait, le caractère opérationnel de la méthode. Plusieurs articles disponibles discutent de l'efficacité des deux méthodes et de leurs performances respectives pour la cartographie de la susceptibilité. La régression logistique adaptée aux événements rares est ainsi considérée comme plus robuste, bien qu'aucune étude comparative des deux méthodes dans le cadre de la cartographie de la susceptibilité aux mouvements de versant ne soit disponible. Ainsi, cette première approche de la modélisation de la susceptibilité à échelle régionale est une bonne occasion de proposer cette comparaison.

Les deux méthodes ont été appliquées aux mêmes jeux de données de manière rigoureusement similaire suivant la procédure décrite précédemment.

7.4.2. Variables sélectionnées pour la modélisation

Nous présentons ici les résultats des tests d'association permettant la sélection des variables à intégrer dans le modèle.

7.4.2.1. Association avec les mouvements de versant

Afin de disposer d'un coefficient d'association pour chacune des variables et classes de variables, les données qualitatives ont été recodées en format binaire¹. Pour les données quantitatives, seule une discrétisation par intervalles égaux a été réalisée.

Les tests d'association du χ^2 et du V de Cramer ont permis d'identifier plusieurs classes de variables caractérisées par une association significative avec la localisation des glissements de terrain. Les figures 7.3 et 7.4 présentent les résultats des tests statistiques d'association V de Cramer pour chacun des types de glissement (respectivement glissements superficiels et glissements profonds). L'observation des diagrammes en boîtes obtenus avec 10 tirages aléatoires successifs montre finalement une variabilité limitée qui ne gêne pas la sélection des variables.

¹Par exemple la variable occupation du sol a été recodée en six couches thématiques binaires : "forêt/non forêt", "prairie/non prairie", "bâti/non bâti", etc.

Globalement, les données sélectionnées, dans leur très large majorité, ne montrent pas d'association significative avec la localisation des mouvements de versant. Ces données n'ont pas été sélectionnées pour les calculs de la susceptibilité. Pour les deux types de glissements, les variables "pente" et "proximité à la glauconie de base" apparaissent comme largement associés à la distribution des phénomènes (coefficient V de Cramer supérieur à 0.2) et ressortent clairement sur les figures 7.3 et 7.4. D'autres variables montrent une corrélation moins nette, mais significative avec les glissements (valeur V de Cramer supérieur à 0.1). Celles-ci divergent en fonction des types de phénomènes.

Pour les **glissements superficiels**, deux classes issues du TPI ressortent : la classe "milieu de versant" et "replat". Pour la lithologie, seule la classe "glauconie de base" apparaît comme significative. La classe d'occupation du sol "prairie" ainsi que la variable "altitude" constituent les autres classes sélectionnées par l'intermédiaire de ce test pour les glissements superficiels.

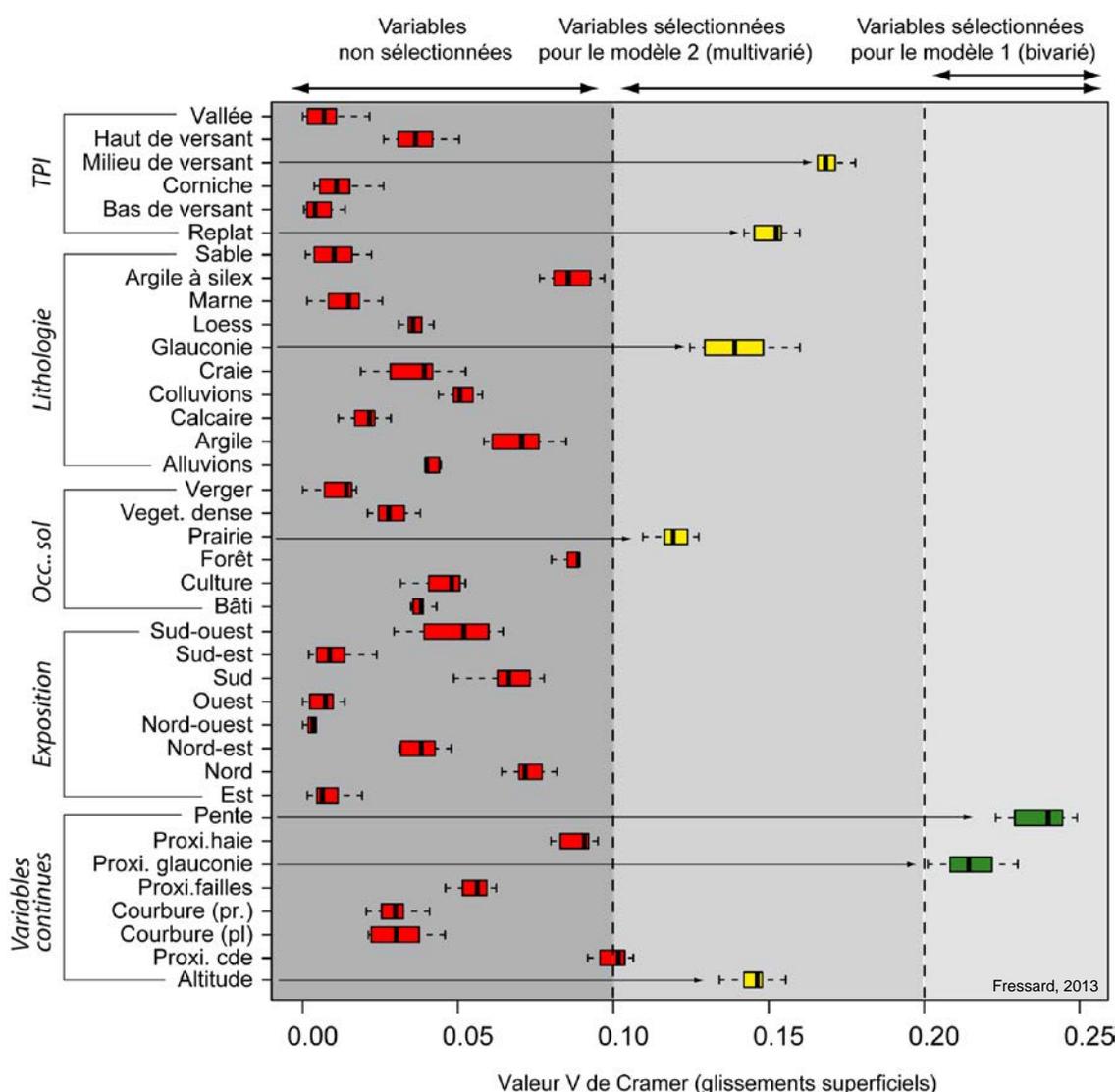


Figure 7.3 : Diagramme en boîtes des résultats de l'itération répétée (n=10) du test du V de Cramer visant à tester l'association entre la localisation des glissements superficiels et les variables sélectionnées

Pour les **glissements profonds**, les classes “*milieu de versant*” et “*replat*” sont également significatives. Les classes de lithologie “*craie*” et “*argile à silex*” sont également bien associées, de même que la “*distance au cours d’eau*” et “*l’altitude*”.

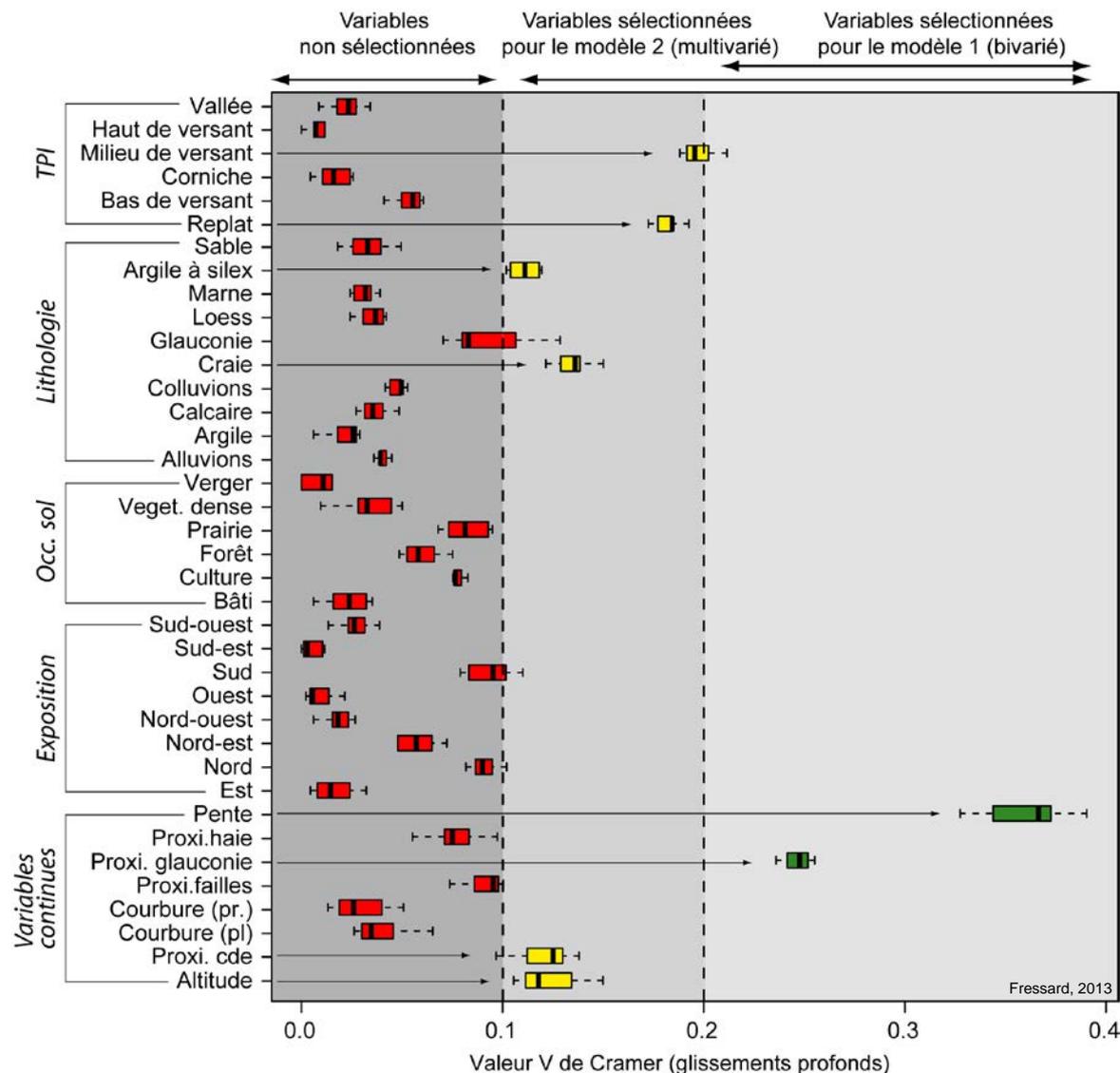


Figure 7.4 : Diagramme en boîtes des résultats de l’itération répétée (n=10) du test du V de Cramer visant à tester l’association entre la localisation des glissements profonds et les variables sélectionnées

Notons que ce **test d’association ne permet pas d’évaluer la nature de la relation entre les mouvements de versant et les variables**, mais cherche simplement une **corrélacion entre les séries de données**. Globalement, les coefficients d’association restent faibles (inférieur à 0.4) ne montrant pas d’association puissante. Ces tests permettent néanmoins de sélectionner, de manière relative, les variables les plus en relation avec les glissements.

Les résultats montrent une large dichotomie entre les variables “*pente*” et “*distance à la glauconie de base*” en comparaison avec les autres variables sélectionnées. Afin de tester l’intérêt de ces variables complémentaires, caractérisées par une association

moins nette, nous proposons systématiquement **deux modèles logistiques basés sur deux combinaisons différentes de variables** (Figures 7.3 et 7.4) :

- (1) un **modèle bivarié**, pour lequel seules les variables “*pente*” et “*distance à la glauconie de base*” sont utilisées ;
- (2) un **modèle multivarié**, pour lequel l’ensemble des variables dont l’association est jugée suffisante sont utilisées.

Par commodité, les deux types de modèles seront par la suite nommés “*modèle bivarié*” et “*modèle multivarié*”. Le terme de “*bivarié*” est ici employé au sens où seules deux variables prédictives sont intégrées dans le modèle. Ce terme ne doit pas être confondu avec les modèles bivariés de type “*théorie de l’évidence*” par exemple.

Ces deux types de modèles sont réalisés pour la régression logistique “*ordinaire*” et la régression logistique “*adaptée aux événement rares*” ainsi que pour les deux types de glissements, constituant ainsi un **total de huit modèles** qui seront analysés.

7.4.2.2. Diagnostic de la multicollinéarité

Les tests de multicollinéarité constituent la seconde étape de sélection des données pour la modélisation. Seules les variables sélectionnées par les tests d’association sont évaluées. Le résultat ne montre aucune colinéarité significative entre les variables, et ont donc toutes été utilisées (Figure 7.5).

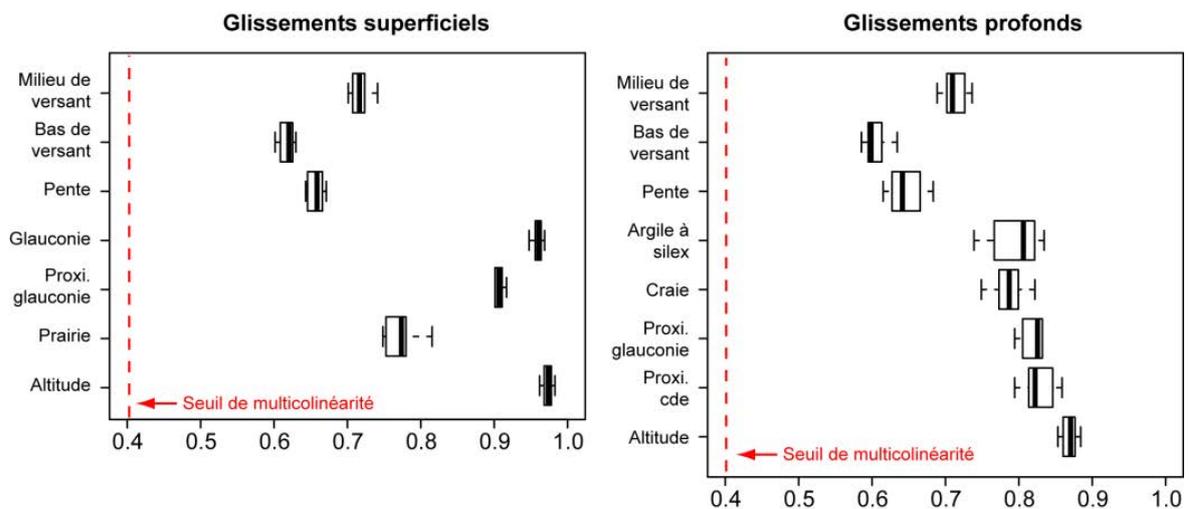


Figure 7.5 : Statistiques de multicollinéarité (Tolérance) pour les variables sélectionnées pour chacun des types de glissements cartographiés (superficiels et profonds)

7.4.3. Analyse des résultats

7.4.3.1. Comparaison de la régression logistique "ordinaire" et de la régression logistique "adaptée aux événements rares"

Plusieurs synthèses des résultats de l'analyse comparative entre les régressions logistiques ordinaires et adaptées aux événements rares sont présentées dans le tableau 7.3 et les figures 7.6, 7.7 et 7.8. La figure 7.9 illustre ces résultats de manière cartographique.

D'une manière générale, les résultats des deux méthodes sont très similaires. La principale différence entre les deux méthodes réside dans la valeur de la constante. Les coefficients varient également, mais de manière moins significative (Tableau 7.3). L'observation des courbes de densité de probabilité des scores sur les cartes finales montre une large dichotomie quant à la distribution des valeurs (Figure 7.6). La régression logistique adaptée aux événements rares est caractérisée par une concentration très importante de pixels affectés par des valeurs très faibles (entre 0 et 0.02), tandis que la régression logistique ordinaire montre une plus grande dispersion des valeurs sur la série (globalement de 0 à 0.8).

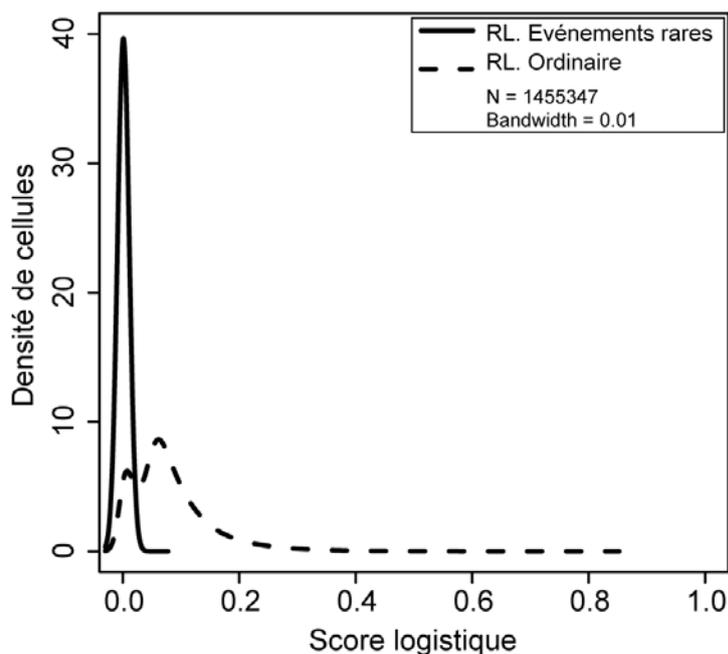


Figure 7.6 : Graphique de la distribution de la densité de probabilité des scores logistiques finaux en fonction de la méthode de calcul pour la régression logistique "ordinaire" et "adaptée aux événements rares"

Les autres résultats sont très proches. L'observation des écarts types des coefficients permet d'évaluer la stabilité générale des modèles en fonction des différentes itérations. Les valeurs d'écart type restent ainsi dans le même ordre de grandeur pour les deux méthodes, sans qu'aucune tendance générale en faveur de l'une ou l'autre ne puisse se dégager. Les variations mineures sont considérées comme étant liées aux effets du tirage aléatoire (Tableau 7.3).

De la même manière, la qualité des modèles évaluée par la courbe ROC montre une flagrante similitude entre les deux méthodes de modélisation. La variabilité des courbes garde une tendance générale équivalente, notamment pour les courbes ROC calculées à partir des échantillons de calage (“*AUCcal*”). Les courbes ROC réalisées à partir des échantillons de validation (“*AUCval*”) montrent une plus grande variabilité, avec parfois des divergences entre les méthodes, mais celles-ci sont plutôt à attribuer à un effet direct des différents triages. Finalement, la courbe ROC générale calculée à partir de la moyenne ajustée des coefficients montre, pour certaines simulations, une correspondance parfaite ; pour d’autres, des résultats très proches (Figure 7.7).

La même tendance peut également être observée après classification des cartes. La taille des classes de susceptibilité (contenant une proportion équivalente de glissements) montrent des valeurs très proches voire identiques (Figure 7.8).

Finalement, la méthode des régressions logistiques adaptées aux événements rares, est souvent utilisée en sciences politiques et en épidémiologie par exemple, là où la valeur absolue du coefficient revêt une importance majeure. Pour la cartographie de la susceptibilité aux mouvements de versant, l’objectif de la méthode réside plutôt dans la recherche de pondérations permettant de diviser le terrain en différentes sous-unités homogènes plus ou moins susceptibles d’être affectées par de nouveaux phénomènes (van Westen *et al.*, 2006). Dans ce cas, une simple évaluation relative est suffisante et la valeur absolue du coefficient importe finalement peu. Ces résultats nécessitent cependant d’être validés par plusieurs études complémentaires qui devront être réalisées dans des environnements différents.

Sur la base de cette étude comparative, la régression logistique “ordinaire” a été retenue pour la cartographie de la susceptibilité dans la partie continentale du *Pays d’Auge*. La présentation suivante se focalise ainsi uniquement sur les résultats obtenus par cette méthode.

7.4.3.2. Analyse des coefficients

Les coefficients logistiques bruts sont difficiles à comparer entre eux dans la mesure où ceux-ci sont relatifs aux valeurs prises par chacune des variables. Afin de permettre une comparaison, nous utiliserons ici la valeur MPI (*maximum parameter importance*), obtenue en multipliant les coefficients modélisés par la valeur maximale de la variable (MPV) (Vanwalleghem *et al.*, 2008). Cette transformation replace les coefficients dans un référentiel commun permettant de mesurer leur l’importance relative (Tableau 7.3).

Tableau 7.3 : Récapitulatif des coefficients obtenus pour chacun des modèles de régression logistique calculés en fonction des différents jeux de données sélectionnés, du type de glissement et de la méthode de modélisation

		Régression logistique "ordinaire"						Régression logistique "événements rares"							
	Modèles Bivariés	Coef.	Coef.	Coef.	Coef.	MPV	MPI	Modèles Bivariés	Coef.	Coef.	Coef.	Coef.	MPV	MPI	
		Moy.	Min	Max	σ				Moy.	Min	Max	σ			
Glissements superficiels	Constante	-3.257	-3.675	-2.938	0.165			Constante	-7.759	-8.148	-7.444	0.151			
	Proxi. Glauconie	-0.001	-0.001	-0.001	0.000	12356	-10.379	Proxi. Glauconie	-0.001	-0.002	-0.001	0.000	12356	-10.181	
	Pente	0.117	0.094	0.155	0.012	41	4.789	Pente	0.116	0.091	0.146	0.011	41	4.763	
		Modèles Multivariés	Coef.	Coef.	Coef.	Coef.			Modèles Multivariés	Coef.	Coef.	Coef.	Coef.		
			Moy.	Min	Max	σ	MPV	MPI		Moy.	Min	Max	σ	MPV	MPI
		Constante	-3.812	-4.319	-3.036	0.305			Constante	-8.184	-8.943	-7.444	0.339		
		Altitude	-0.004	-0.006	-0.003	0.001	254	-1.132	Altitude	-0.005	-0.007	-0.002	0.001	254	-1.152
		Prairie	1.249	0.799	1.677	0.201	1	1.249	Prairie	1.150	0.829	1.647	0.200	1	1.150
		Proxi. Glauconie	-0.001	-0.001	0.000	0.000	12356	-7.040	Proxi. Glauconie	-0.001	-0.001	0.000	0.000	12356	-6.689
		Glauconie	0.603	0.227	1.025	0.165	1	0.603	Glauconie	0.652	0.252	1.054	0.156	1	0.652
	Pente	0.097	0.064	0.127	0.014	41	3.961	Pente	0.094	0.069	0.120	0.015	41	3.835	
	Replat	-0.763	-1.367	-0.284	0.206	1	-0.763	Replat	-0.704	-1.183	-0.224	0.194	1	-0.704	
	Milieu de versant	0.433	0.176	0.699	0.108	1	0.433	Milieu de versant	0.412	0.120	0.746	0.133	1	0.412	
Glissements profonds	Constante	-4.437	-5.517	-3.878	0.301			Constante	-9.898	-10.532	-9.320	0.275			
	Proxi. Glauconie	-0.001	-0.002	-0.001	0.000	12356	-15.094	Proxi. Glauconie	-0.001	-0.002	-0.001	0.000	12356	-14.822	
	Pente	0.203	0.167	0.288	0.022	41	8.309	Pente	0.204	0.160	0.260	0.021	41	8.369	
		Modèles Multivariés	Coef.	Coef.	Coef.	Coef.			Modèles Multivariés	Coef.	Coef.	Coef.	Coef.		
			Moy.	Min	Max	σ	MPV	MPI		Moy.	Min	Max	σ	MPV	MPI
		Constante	-4.985	-6.206	-3.822	0.488			Constante	-10.335	-11.788	-9.308	0.473		
		Altitude	0.001	-0.005	0.005	0.002	254	0.251	Altitude	0.001	-0.004	0.005	0.002	254	0.244
		Proxi. Cde	0.001	0.000	0.002	0.000	3790	2.669	Proxi. Cde	0.001	0.000	0.002	0.001	3790	3.191
		Proxi. Glauconie	-0.001	-0.003	-0.001	0.000	12356	-15.518	Proxi. Glauconie	-0.001	-0.002	-0.001	0.000	12356	-12.051
		Craie	0.494	0.030	0.836	0.194	1	0.494	Craie	0.379	0.083	0.707	0.154	1	0.379
	Argile à silex	-0.531	-1.645	0.268	0.458	1	-0.531	Argile à silex	-0.503	-1.420	0.309	0.344	1	-0.503	
	Pente	0.177	0.133	0.230	0.023	41	7.269	Pente	0.176	0.129	0.268	0.031	41	7.196	
	Replat	-1.565	-15.553	0.115	3.496	1	-1.565	Replat	-0.389	-1.228	0.495	0.365	1	-0.389	
	Milieu de versant	0.791	0.273	1.293	0.258	1	0.791	Milieu de versant	0.700	0.339	1.425	0.213	1	0.700	

Pour l'ensemble des modèles, les valeurs de MPI sont très élevées pour les variables "proximité à la glauconie de base" et "pente". Ces variables peuvent être considérées ainsi comme les principales variables de contrôle identifiables à échelle régionale. Un fort coefficient positif est attribué à la pente montrant ainsi une relation directe entre l'augmentation de celle-ci et la susceptibilité.

La variable "proximité à la glauconie de base" est caractérisée par un coefficient relatif négatif très fort. Ici, la relation modélisée peut être considérée comme l'inverse de celle de la pente. Plus la distance avec la glauconie de base est forte, plus la relation est faible. Ce facteur permet de limiter fortement la susceptibilité sur les secteurs de bas de versant et sur la surface du plateau.

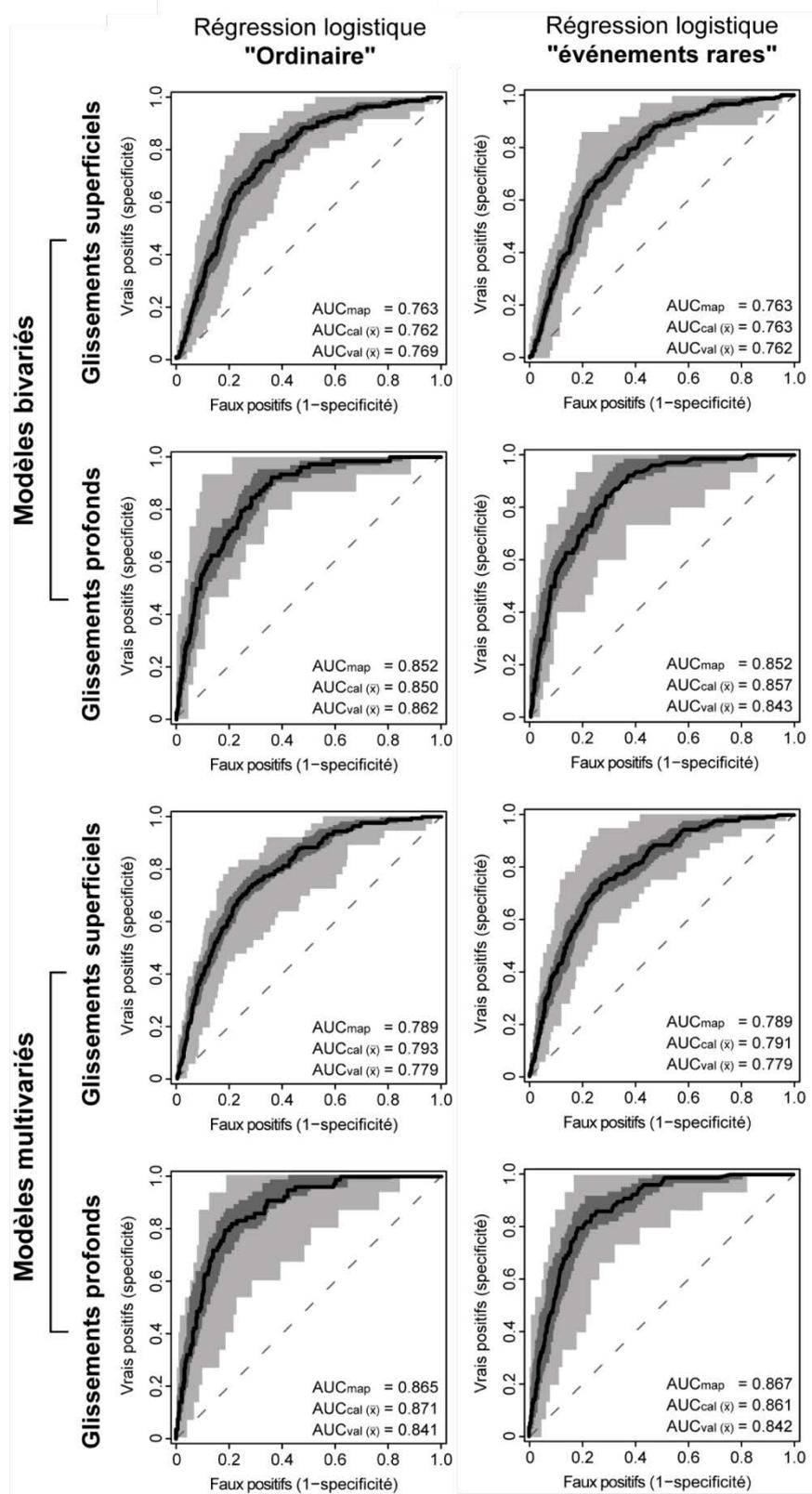


Figure 7.7: Courbes envelopes ROC résultant des 50 simulations effectuées pour l'ensemble des modèles de régression logistique pour la partie continentale du Pays d'Auge

Pour les **glissements superficiels**, les modèles multivariés montrent l'influence secondaire de plusieurs variables. "L'altitude" est considérée comme un facteur limitant, puisque étant affectée par un coefficient négatif. Visuellement, cette variable permet principalement de réduire la susceptibilité dans la partie sud du terrain d'étude, étant caractérisé par des altitudes plus élevées. Les parties nord du *Pays d'Auge* apparaissent donc ici légèrement plus susceptibles. L'occupation du sol de type "prairie" est affectée par un coefficient également non négligeable, constituant ainsi un facteur de prédisposition complémentaire. Les zones caractérisées par une "végétation dense", de la "forêt" ou du "bâti" apparaissent moins susceptibles. Les autres coefficients montrent des valeurs plus faibles, ayant ainsi une influence plus marginale dans les cartes modélisées. La lithologie "glauconie de base" apparaît ainsi comme un facteur accroissant la susceptibilité, de même que la position topographique "milieu de versant". Enfin, la variable "replat" extraite de l'indice de positionnement topographique est intégrée comme un facteur limitant.

Le modèle final est obtenu par la formule suivante (moyenne de 80% des simulations, modèle de régression logistique "ordinaire") :

$$\begin{aligned} \text{Logit } (p_i) = & - 3.833 \\ & + (0.097 \times \text{"penté"}) \\ & + (-0.001 \times \text{"proxi. glauconie"}) \\ & + (1.252 \times \text{"prairie"}) \\ & + (0.599 \times \text{"glauconie de base"}) \\ & + (0.437 \times \text{"milieu de versant"}) \\ & + (-0.755 \times \text{"replat"}) \end{aligned}$$

Pour les **glissements profonds**, les variables secondaires ainsi que leurs poids divergent des glissements superficiels. La principale variable secondaire est la "proximité au cours d'eau". Le coefficient est positif, signifiant un accroissement de la susceptibilité à mesure que cette distance augmente. Cette variable, pouvant apparaître d'un point de vue expert comme surprenante pour caractériser la susceptibilité aux glissements profonds permet finalement plutôt d'identifier des zones non susceptibles que de véritablement caractériser des zones de forte prédisposition. Cette variable limite les scores logistiques à proximité des cours d'eau, les maximisant ainsi que sur les parties supérieures des versants. La variable "replat" est identifiée comme un facteur limitant, alors que la variable "milieu de versant" constitue un facteur aggravant. Finalement, les deux variables lithologiques identifiées sont caractérisées par des coefficients relativement faibles, la lithologie "craie" étant caractérisée par un coefficient positif et la variable "argile à silex" par un coefficient négatif.

Le modèle final est obtenu par la formule suivante :

$$\begin{aligned} \text{Logit } (p_i) = & - 4.979 \\ & + (0.176 \times \text{"penté"}) \\ & + (-0.001 \times \text{"proxi. glauconie"}) \\ & + (-0.001 \times \text{"proxi. cours d'eau"}) \\ & + (-0.001 \times \text{"altitude"}) \\ & + (0.443 \times \text{"milieu de versant"}) \\ & + (-0.763 \times \text{"replat"}) \\ & + (0.498 \times \text{"craie"}) \\ & + (-0.489 \times \text{"argile à silex"}) \end{aligned}$$

7.4.3.3. Analyse quantitative de la qualité des cartes

Le tableau 7.4 et la figure 7.7 illustrent les résultats de l'analyse ROC pour l'ensemble des simulations effectuées et pour les cartes finales. Les courbes calculées avec les cellules de validation sont caractérisées par une forte variabilité (Figure 7.7). À l'inverse, les courbes calculées avec les cellules de calage montrent des résultats beaucoup plus stables. Ceci permet d'illustrer la variabilité du taux de succès des modèles en fonction des différents tirages de cellules de glissements et de cellules "stables".

Outre ces valeurs extrêmes, les résultats restent globalement homogènes et sont ainsi caractérisés par des écarts types faibles (Tableau 7.4). Les modèles sont caractérisés par des ajustements acceptables à bons (Metz, 1978) comme l'illustrent les valeurs AUC. La carte modélisée pour les glissements profonds est caractérisée par un meilleur ajustement.

Tableau 7.4 : Tableau récapitulatif des statistiques de la mesure de qualité AUC pour chacun des modèles utilisés, exemple de la régression logistique ordinaire

		AUCcal				AUCval			
		Moy.	Min.	Max.	σ	Moy.	Min.	Max.	σ
Glissements	Bivarié	0.76	0.74	0.79	0.01	0.77	0.70	0.82	0.03
Superficiels	Multivarié	0.79	0.77	0.81	0.01	0.78	0.67	0.84	0.03
Glissements	Bivarié	0.85	0.82	0.88	0.01	0.86	0.76	0.93	0.04
Profonds	Multivarié	0.87	0.85	0.90	0.01	0.84	0.73	0.93	0.05

Après classification, on note **pour les glissements superficiels un net apport du modèle multivarié**. Celui-ci permet en effet, à prédiction de glissement équivalente, de faire diminuer l'étendue de la classe "élevée", tout en réduisant l'emprise de la classe "nulle".

Pour les glissements profonds, l'apport du modèle multivarié est plus limité du point de vue de la répartition des classes de susceptibilité. Selon les critères relatifs à la taille des classes de susceptibilité évoquée dans le chapitre 6, **les cartes de susceptibilité réalisées pour les glissements profonds sont d'une meilleure qualité**. Elles sont caractérisées par un gradient progressif de la taille des classes suivant le degré de susceptibilité. Finalement, la classe de susceptibilité élevée représente 11% du secteur d'étude, la classe de susceptibilité modérée 19%, la classe de susceptibilité faible 31% et la classe nulle 40%.

À l'inverse, les cartes obtenues pour les glissements superficiels montrent une grande homogénéité dans l'étendue spatiale des classes. Ce résultat est ainsi considéré comme moins satisfaisant. La classe de susceptibilité élevée représente 19% du secteur d'étude, la classe de susceptibilité modérée 25%, la classe de susceptibilité faible 25% et la classe nulle 30%.

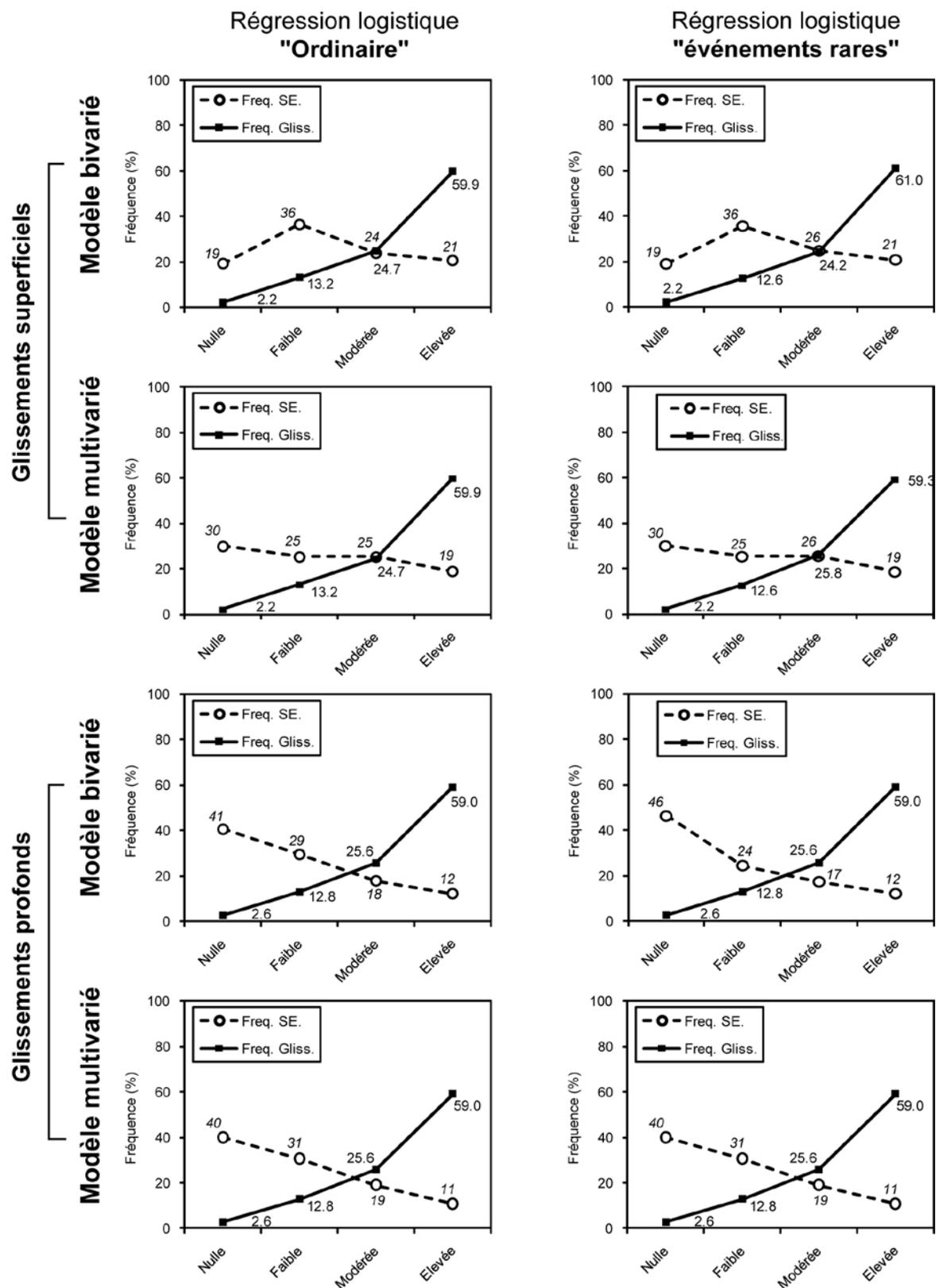


Figure 7.8 : Proportion relative des classes de susceptibilité et fréquence de glissements associés pour l'ensemble des cartes modélisées par régression logistique pour la partie continentale du Pays d'Auge pour les glissements superficiels et profonds

7.4.3.1. Analyse visuelle qualitative des cartes

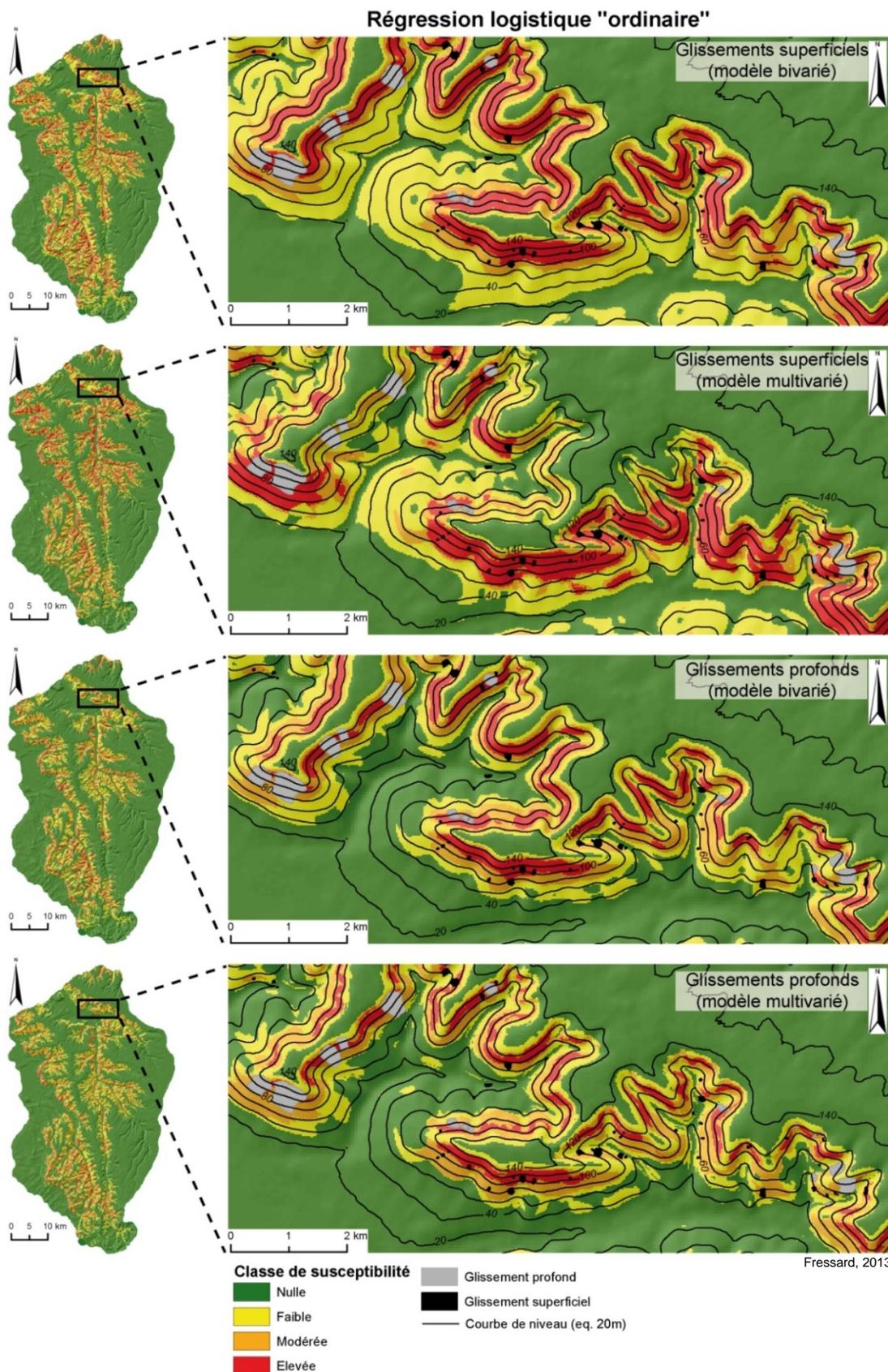
Les cartes de susceptibilité aux **glissements superficiels** (Figure 7.9) apparaissent d'un point de vue "*expert*" comme surestimant la classe de susceptibilité élevée. Cette importante étendue de la classe forte est pourtant nécessaire pour l'identification de la majeure partie des phénomènes (cf. section 6.4.3.2.).

Cette difficulté à identifier précisément, sur une superficie réduite, la majeure partie des phénomènes pose ainsi la question de lien direct de cause à effet entre les données utilisées pour la cartographie et la réalité des processus observés sur le terrain. L'analyse géomorphologique à échelle locale (Chapitre 3) a mis en évidence le lien étroit qui existe entre les glissements superficiels et la nature des formations superficielles. À cette échelle, les bases de données sur les formations superficielles sont inexistantes et semblent constituer une limite majeure pour la cartographie de la susceptibilité. Nous avons tenté de constituer un indicateur spatialisé permettant d'estimer la localisation de ces formations sensibles (variable "*proximité de la glauconie de base*"). Cette variable occupe une place prépondérante dans le modèle pour le calcul des pondérations mais, sa généralisation sur l'ensemble du *Pays d'Auge* apparaît tout de même limitée. Cette variable ne semble pas pouvoir concrètement constituer une alternative à une carte des formations superficielles.

Les **glissements profonds** semblent moins répondre aux variables d'occupation du sol et de formations superficielles, pour un contrôle plutôt orienté par la pente. L'opinion experte, identifiant les lithologies crayeuses comme principal facteur de prédisposition des glissements profonds est finalement peu reproduite dans le modèle. Les deux variables lithologiques "*craie*" et "*argile à silex*" sont caractérisées par des coefficients faibles et les limites cartographiques de ces formations se retrouvent finalement très peu dans la carte finale.

Notons que l'importance attribuée à la variable "*proximité à la glauconie*" peut apparaître comme "*surprenante*" dans la mesure où les glissements profonds ont plutôt tendance à s'opérer par le déplacement de panneaux de craie, situés en amont sur le versant. Ceci peut être expliqué par un lien direct avec la donnée d'inventaire. Le déplacement entraîne les panneaux de craie glissés vers l'aval. Ainsi, lors de l'extraction du centre géométrique de la zone d'ablation, celui se trouve souvent plus en aval du versant. Ce point est alors localisé dans les couches géologiques inférieures, principalement au niveau de la glauconie de base.

Ceci pose donc la question de la juste prédiction des cartes, dans la mesure où les points servant à la fois pour le calage et la validation des modèles se trouvent finalement légèrement déconnectés du véritable fonctionnement du processus. Cet effet, peu visible dans le cas des glissements superficiels puisqu'étant globalement de taille réduite, se pose directement pour la cartographie des glissements profonds.



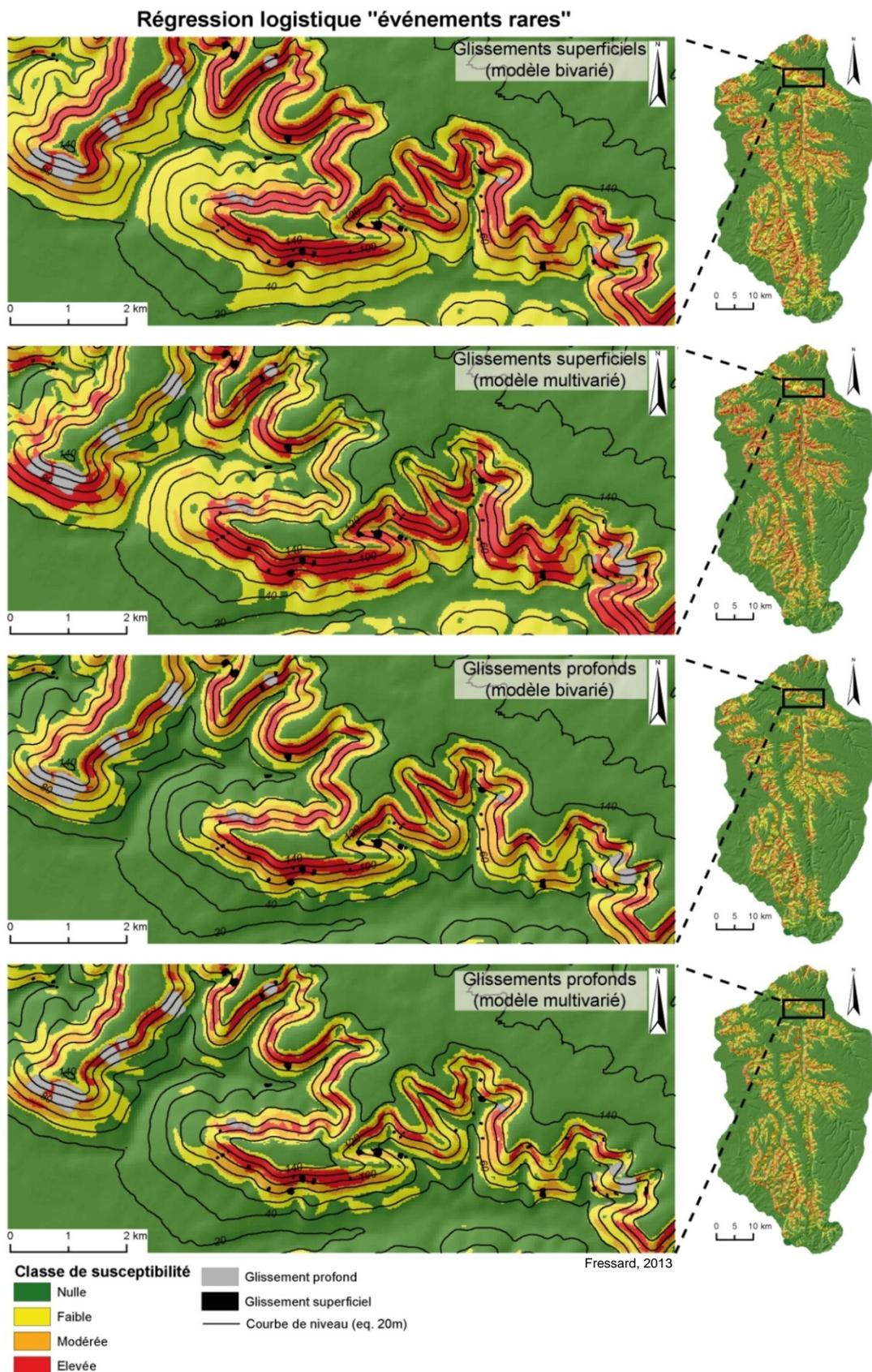
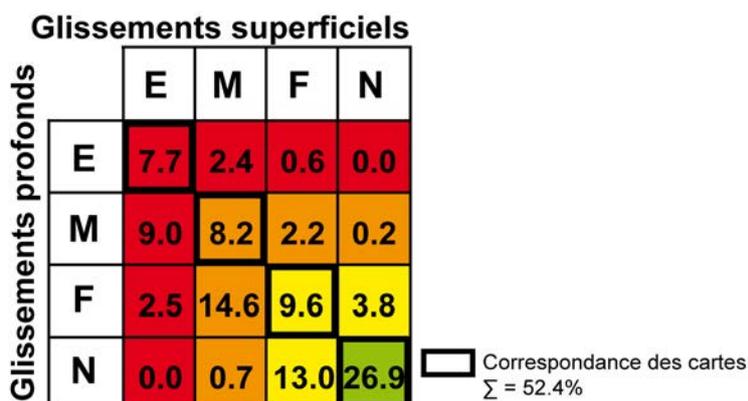


Figure 7.9 : Extraits des cartes de susceptibilité obtenues avec chacun des modèles utilisés (glissements superficiels et glissements profonds) pour la partie continentale du Pays d'Auge, et zoom sur le site de Pont-l'Évêque

7.4.4. Association des cartes

L'unification des deux cartes montre un taux de correspondance important, avec 52.4% de superposition parfaite entre les deux cartes classées (Figure 7.10). Après l'unification des deux cartes et la réintroduction des secteurs de pente inférieurs à 5% dans la classe de susceptibilité "nulle", la proportion de chacune des classes est largement modifiée au profit de la classe "nulle" (Figures 7.11, 7.12 et 7.13). Les classes "modérée" et "élevée" représentent chacune 9% du total du secteur d'étude, la classe "faible" représente 10% et la classe "nulle" 72%. La proportion de glissements dans la classe "élevée" est très importante (66%), explicable notamment par le caractère "pénalisant" de la méthode d'unification.



Les valeurs sont exprimées en pourcentage de la surface analysée (les zones de pente supérieures à 5% ne sont pas introduites dans la matrice)

Figure 7.10 : Matrice d'association présentant le résultat de la combinaison des cartes de susceptibilité pour les glissements profonds et superficiels

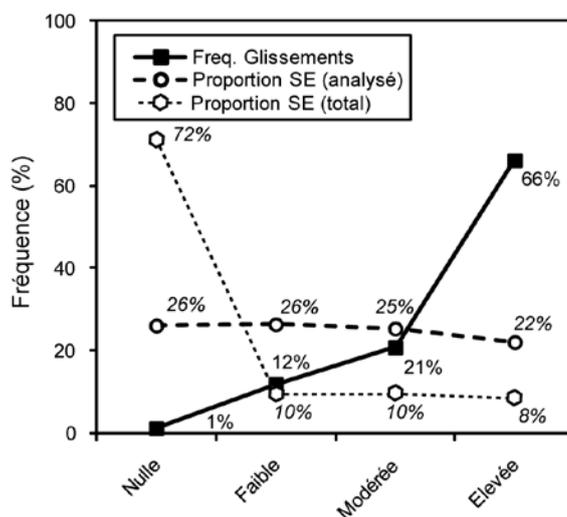


Figure 7.11 : Graphique de la taille des relative des classes de susceptibilité et fréquence des glissements de terrain associés

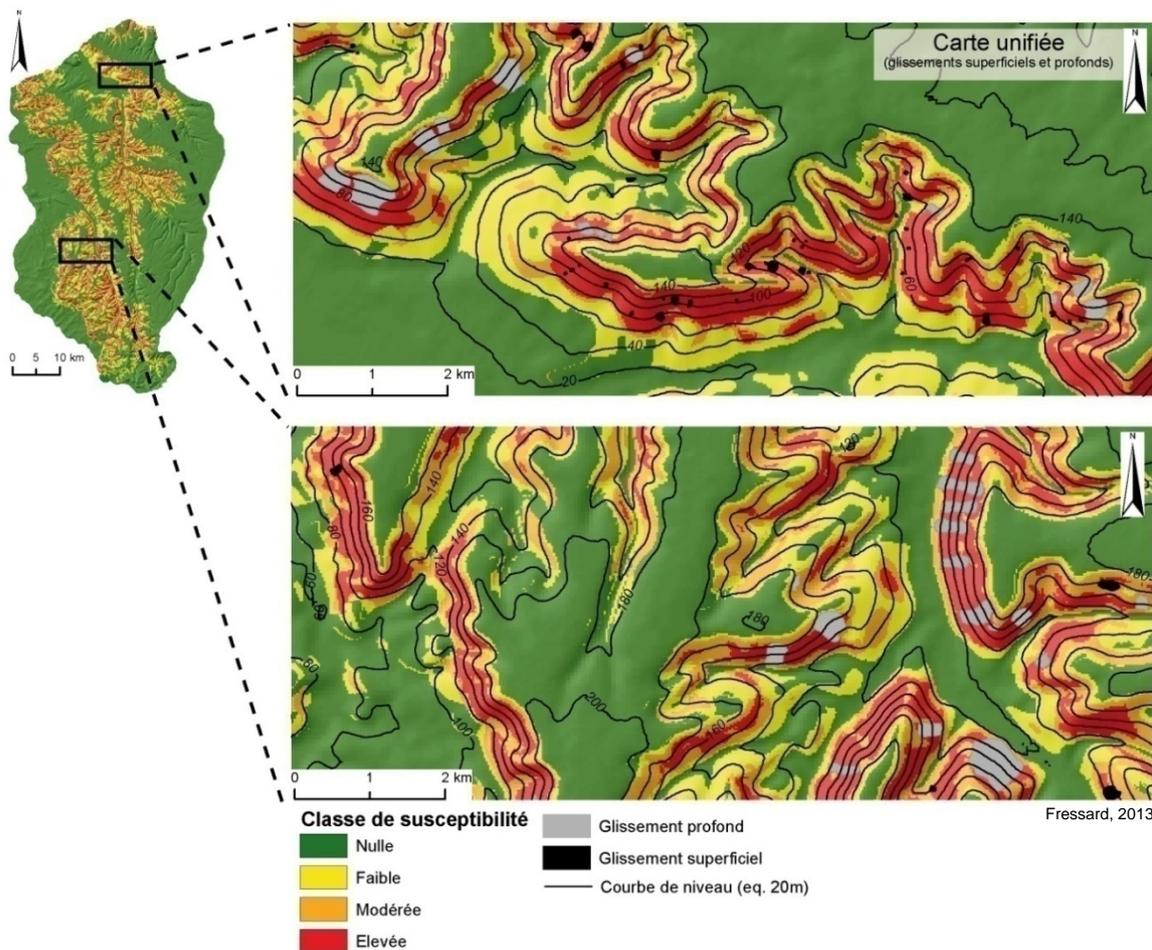


Figure 7.12 : Carte finale de susceptibilité pour la partie continentale du Pays d’Auge et deux zooms illustratifs sur deux secteurs

7.4.5. Intérêt et limites de l’approche à échelle régionale

Cette approche de la cartographie de la susceptibilité à l’échelle du 1/50.000^{ème} sur l’ensemble du terrain d’étude montre des résultats globalement satisfaisants, même si certaines limites peuvent être identifiées. La carte finale montre un taux de succès intéressant, dans la mesure où 66% des glissements, tous types confondus, sont localisés dans la classe de susceptibilité “élevée” ne représentant que 8% du total du secteur d’étude.

Cependant, d’un point de vue expert, la classe “élevée” reste globalement surestimée, notamment pour la cartographie des glissements superficiels. Ces imprécisions sont identifiées comme étant principalement liées à la qualité/précision des données disponibles. La variable “formations superficielles”, identifiée comme un facteur de prédisposition prépondérant pour les glissements superficiels est manquante, constituant ainsi l’une des principales limites de ce travail à l’échelle régionale.

Les sections suivant vont permettre, à échelle locale, d’engager cette cartographie, puis de comparer et analyser les résultats obtenus à ces deux échelles.

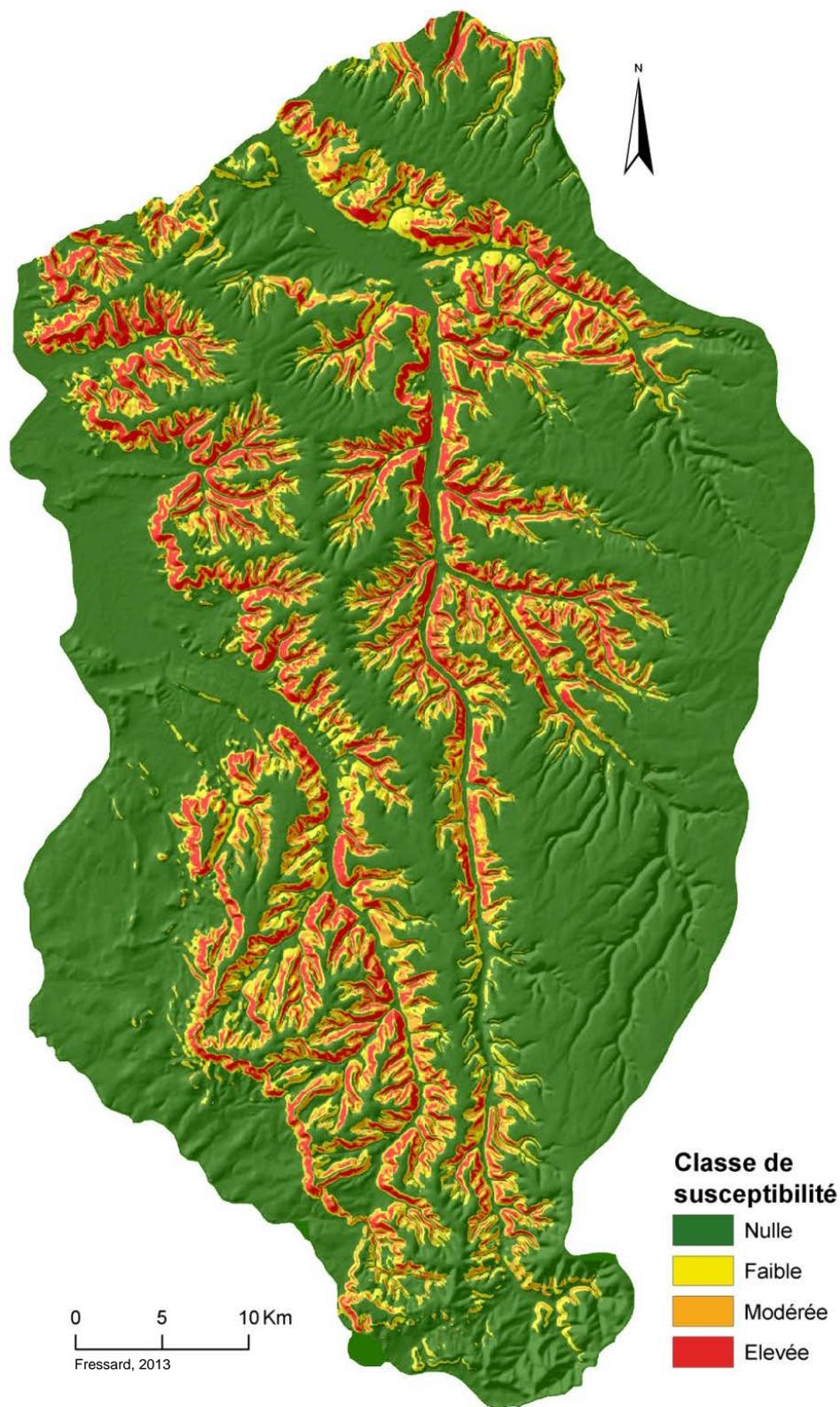


Figure 7.13 : Carte finale unifiée de la susceptibilité aux glissements de terrain (superficiels et profonds) pour la partie continentale du Pays d'Auge

7.5. Approche à échelle détaillée : quelles données retenir pour le 1/10.000ème ?

Comme nous l'avons déjà évoqué dans la première partie de cette thèse, la majeure partie des études menées sur la cartographie de la susceptibilité par approche indirecte est conduite à des échelles moyennes (1/25.000^{ème} et 1/50.000^{ème}) en raison des données disponibles. Ainsi, même si ces méthodes sont généralement considérées comme plus robustes, une incompatibilité émerge de manière évidente entre l'objectif scalaire de cartographie opérationnelle (1/10.000^{ème}) et les données disponibles permettant l'analyse.

Certaines études montrent que les méthodes indirectes peuvent être adaptées au contexte opérationnel, notamment en satisfaisant aux exigences de l'échelle cartographique par des procédures de calage adaptées (Thiery, 2007). Cependant, **deux points principaux limitent** fortement l'utilisation de ces méthodes dans un contexte opérationnel :

- (1) la constitution des bases de données adaptées ;
- (2) les étapes de calage et de validation des modèles, pour lesquelles aucune procédure faisant consensus n'existe.

Face à ces différentes considérations, cette section propose la comparaison des résultats obtenus avec différents jeux de données d'une qualité différente. Les variations de la qualité concernent à la fois la résolution et la précision de la donnée, mais également leur coût (en terme économique, mais également en terme de temps passé à la constitution des bases de données). Ces deux aspects restent en effet essentiels pour la vraisemblance des résultats et pour leur adaptation à l'échelle de travail, dans ce cas imposée par des contingences opérationnelles.

Cette étude est réalisée sur le site de *Pont-l'Évêque*, dont une description est disponible dans le chapitre 5. Nous nous focalisons ici uniquement sur les glissements superficiels du fait de leur large dominance sur le secteur d'étude sélectionné (35 événements) en comparaison avec les glissements profonds (9 événements).

7.5.1. Sélection et description des sets de données

7.5.1.1. Données sélectionnées : association avec les mouvements de versant

Seules les données ayant, d'un point de vue expert, une relation directe avec les glissements ont été sélectionnées pour cette approche. Afin d'affiner cette sélection, des tests d'association ont été réalisés entre l'ensemble des données disponibles et les glissements inventoriés sur le terrain. Cette procédure suit les descriptions méthodologiques décrites dans la section 7.3.

La figure 7.14 présente une synthèse de ces résultats. Les variables topographiques extraites des MNT "*courbure*" et "*exposition*" sont directement écartées de l'analyse. De même, la donnée de la DREAL-BN relative à la profondeur de nappe en période de hautes eaux ne montre pas d'association significative avec les glissements. À cette échelle, la variable de "*proximité à la glauconie de base*" est finalement peu significative, de même que la variable "*densité d'arbres*", calculée à partir de l'extraction de ces derniers sur les images aériennes. Par opposition, les variables

relatives à la géomorphologie (“formations superficielles” et “unités morphodynamiques”) montrent une meilleure association avec les glissements.

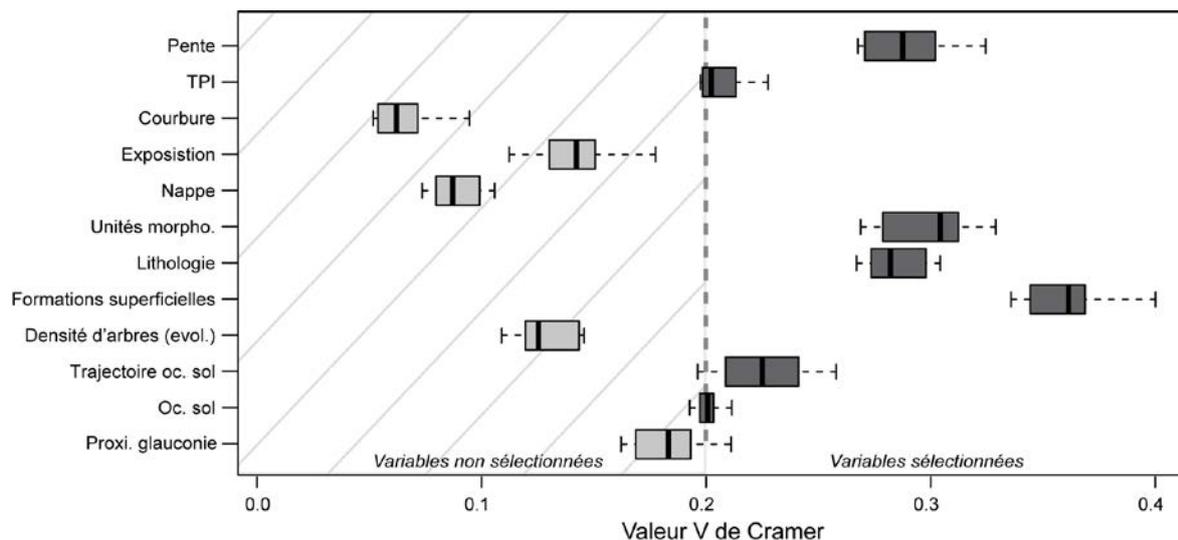


Figure 7.14 : Diagramme en boîtes exprimant les résultats des tests d'association V de Cramer pour l'ensemble de variables disponibles sur le site de Pont-l'Évêque

7.5.1.2. Construction des “sets” de données

Cinq “sets” de données (notés DS) de **qualité croissante** ont été constitués. L'amélioration de la qualité est ainsi opérée de manière progressive de DS-1, “set” de données de moindre qualité jusqu'à DS-5, “set” de données de meilleure qualité. L'amélioration concerne chacun des types de données thématiques :

- (1) les données d'inventaire ;
- (2) les données topographiques (issues des MNT) ;
- (3) les données décrivant les matériaux ;
- (4) les données relatives à l'occupation du sol ;
- (5) les données relatives à la géomorphologie.

Le tableau 7.5 propose une vue synthétique des différentes données constituant chacun des “sets” préparés. Les figures 7.15 et 7.16 proposent des exemples cartographiques des différentes données sélectionnées.

Tableau 7.5 : Récapitulatif de la constitution des cinq “sets” de données sélectionnés pour l’étude comparative de la cartographie de la susceptibilité et estimation qualitative de la qualité/précision et du coût

Les notations qualitatives des colonnes “qualité/précision” et “coût” sont obtenues par la somme des notations figurant sur le tableau 5.2 (conclusion du chapitre 5)

Set de données	Inventaire	MNT	Matériaux	Oc. sol	Géomorphologie	Qualité/précision	Coût
DS-1	BDMvt	BDAIti	BDCharm50	Corine Land Cover		2(+)	4(-)
DS-2	Inventaire PI	ANUDEM	BDCharm50	Digit. 2010		3(+)	3(+)
DS-3	Inventaire terrain	ANUDEM	BDCharm50	Digit. 2010		6(+)	4(+)
DS-4	Inventaire terrain	ANUDEM	Carte formations superficielles	Trajectoire 1947-2010	Unités morpho-dynamiques	11(+)	8(+)
DS-5	Inventaire terrain	IFSAR	Carte formations superficielles	Trajectoire 1947-2010	Unités morpho-dynamiques	12(+)	7(+)

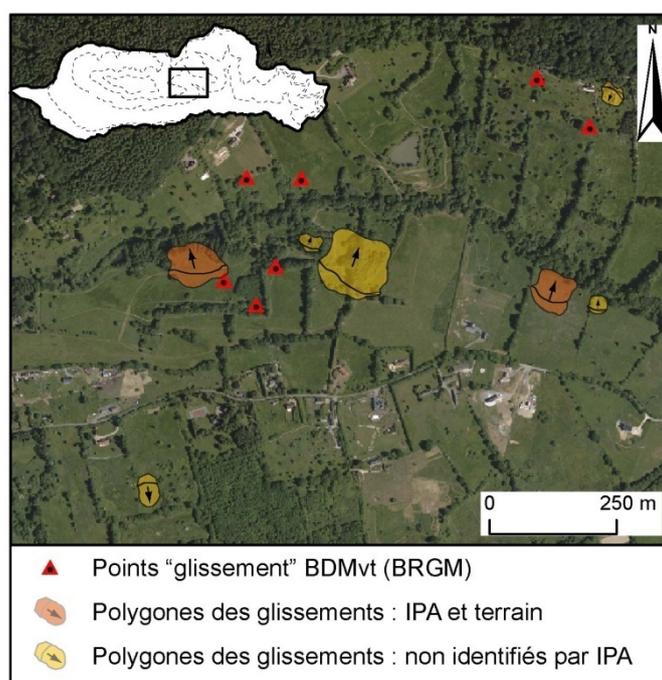
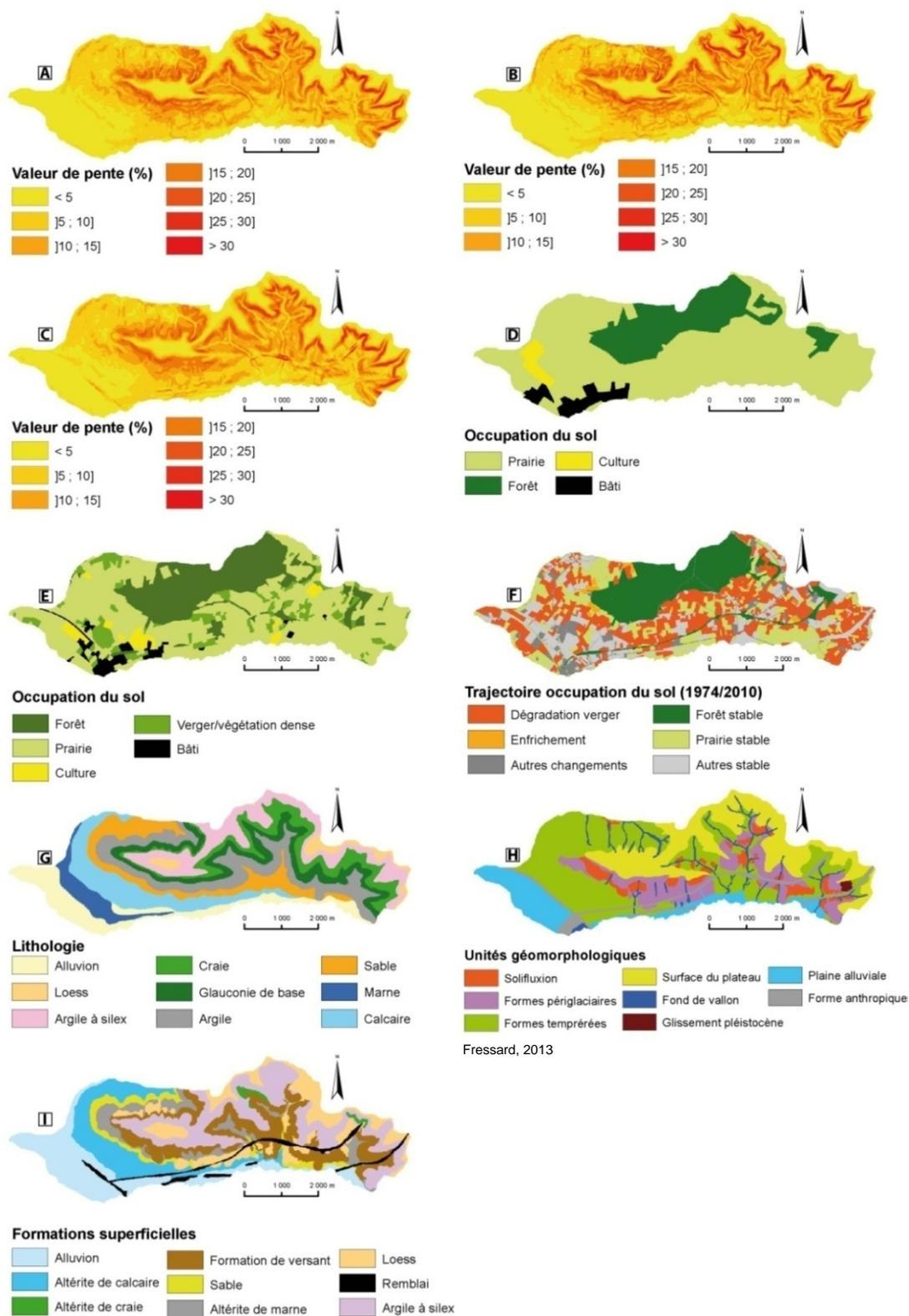


Figure 7.15 : Illustration de l’hétérogénéité des bases de données d’inventaire des glissements



Fressard, 2013

(A) pente MNT BDAlti, (B) pente MNT ANUDEM, (C) pente MNT IFSAR, (D) occupation du sol Corine Land Cover, (E) occupation du sol digitalisée à partir de l'orthophotoplan de 2010, (F) carte trajectorielle de l'occupation du sol entre 1947 et 2010, (G) carte géologique du BRGM, (H) carte des unités morphodynamiques et (I) carte des formations superficielles

Figure 7.16 : Cartes des différentes données thématiques sélectionnées pour chacun des "sets" de données en vue de la cartographie de la susceptibilité à échelle large

7.5.2. Quelle taille de pixel pour le 1/10.000^{ème} ?

Dans le but de comparer les cartes simulées entre elles, il est nécessaire que celles-ci disposent de la même taille de pixel. Ceci constitue un problème majeur dans la mesure où les données de base sont caractérisées par des résolutions différentes, se traduisant par des tailles de pixels hétérogènes et parfois non adaptées à un travail à l'échelle du 1/10.000^{ème}. Ce problème se pose peu à échelle moyenne dans la mesure où les bases de données disponibles sont globalement bien adaptées.

Il convient donc, avant le rééchantillonnage, de sélectionner une taille de pixel adaptée. Le choix de la taille de pixel a été ici guidé par le lien avec l'échelle du 1/10.000^{ème} et la résolution originale des données. Le choix de la taille de pixel est finalement très dépendant de l'échelle de travail. Ainsi, même si les supports sont dématérialisés, la référence reste tout de même la carte imprimée (McBratney *et al.* 2003). Hengl (2006) suggère que celle-ci doit être l'équivalent de $0.0005 \times$ la valeur de l'échelle. Cette formule empirique se base sur les suggestions de McBratney *et al.* (2003) qui propose qu'un pixel doit être l'équivalent du quart de la précision maximale de localisation d'un point sur une carte (généralement fixée à un millimètre).

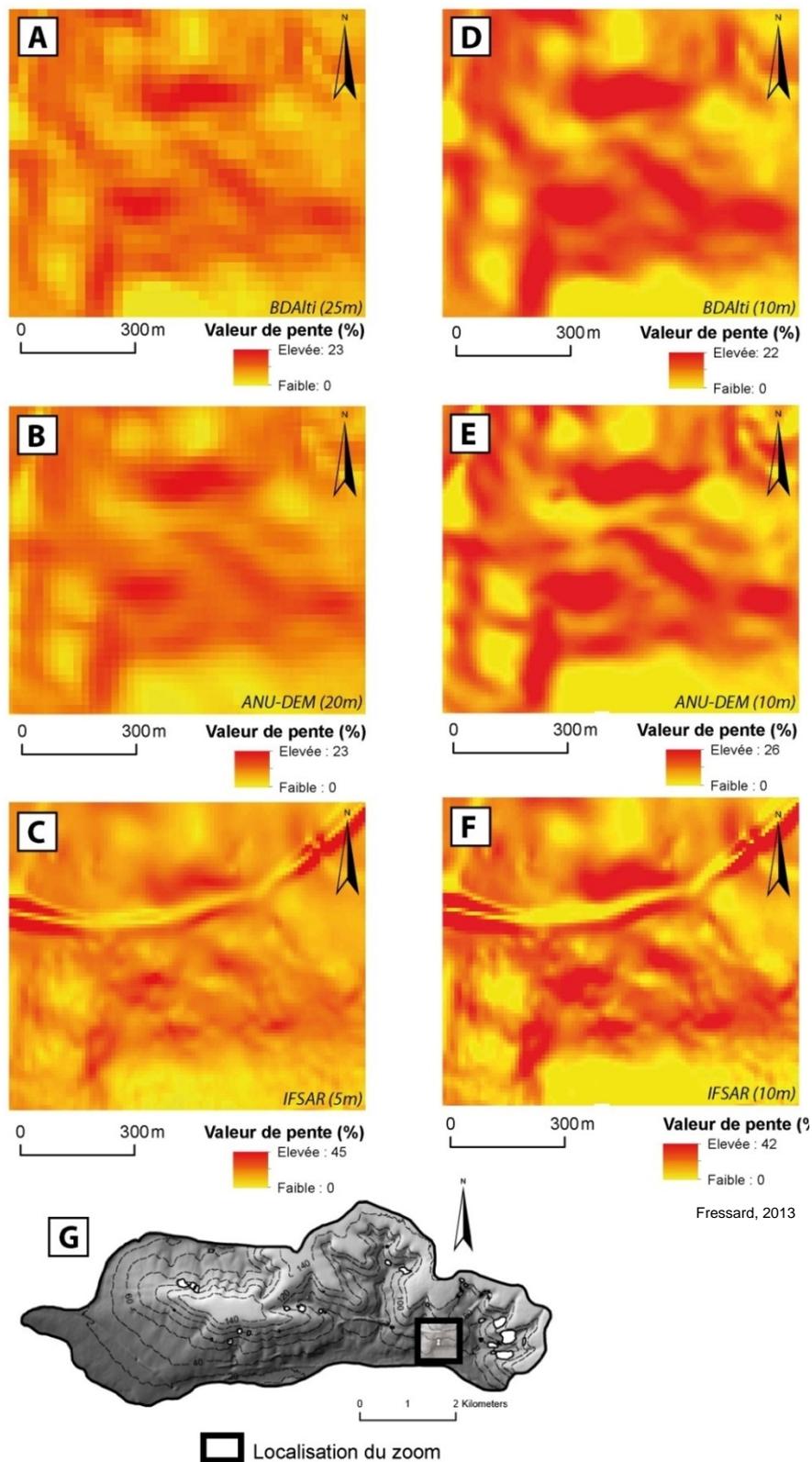
Pour la **cartographie au 1/10.000^{ème}**, la **taille de pixel optimale serait de cinq mètres**. Au regard de la résolution des données initiales (généralement aux alentours de 20 mètres), il est apparu peu réaliste de travailler avec une taille de pixel si petite. En effet, un rééchantillonnage trop important tend à générer de multiples artefacts dans les données. Sur la base de plusieurs essais de rééchantillonnage, la valeur maximale de **taille de cellule envisageable a été fixée à 10 mètres**. Cette taille de pixel correspond finalement à un **compromis acceptable entre la résolution originale des données et la précision recommandée pour une analyse à échelle détaillée** (Florinsky & Kuryakova, 2000). La taille du pixel est ainsi équivalente à la précision maximale de localisation d'un point sur une carte, apparaissant comme raisonnable. Un exemple de l'effet du rééchantillonnage sur la carte des pentes est proposé dans la figure 7.17.

7.5.3. Stratégie de modélisation

7.5.3.1. Principe général

La méthode de modélisation reprend strictement les principes présentés dans la section 7.3 de ce chapitre. La procédure de calage/validation et d'application cartographique a été répétée pour l'ensemble des sets de données afin de disposer de pondérations optimales.

Pour les "sets" de données DS-1 et DS-2 caractérisés par l'utilisation des inventaires BDMvt et obtenus par photo-interprétation, une validation complémentaire est proposée par la comparaison des cartes finales avec les glissements issus de l'inventaire terrain. Ceci a permis de tester la capacité des modèles construits à partir de données d'inventaire dégradés à reconnaître l'ensemble des glissements existants sur la zone.



(A) MNT brut BDAlti, (B) MNT brut ANUDEM, (C) MNT brut IFSAR, (D) BDAlti rééchantillonnée à 10m, (E) ANUDEM rééchantillonnée à 10m et (F) MNT IFSAR rééchantillonnée à 10m, (G) localisation du zoom proposé

Figure 7.17: Exemple des trois cartes des pentes obtenues à partir des trois MNT collectés dans leur résolution originale et après rééchantillonnage

7.5.3.2. Méthode de comparaison des résultats

Les résultats de chacune des simulations sont ensuite comparés sur la base des résultats de la courbe ROC, d'une analyse visuelle et de deux tests de corrélation permettant d'estimer la similitude générale des cartes. Ces tests sont réalisés à la fois sur les cartes brutes (tests de Peason) et sur les cartes classées (tests du V de Cramer). Ces tests sont réalisés de manière bivariée pour chaque paire de cartes possible. Ces deux tests proposent une valeur finale comprise entre 0 et 1, la valeur 0 indiquant une absence totale de similitude et 1 une similitude parfaite.

7.5.4. Analyse des résultats

Les cinq cartes finales sont obtenues successivement avec les cinq jeux de données (DS-1, DS-2, DS-3, DS-4, DS-5) (Tableau 7.5). D'un point de vue général, ces résultats montrent de larges variations dans les scores, les coefficients ainsi que dans les résultats statistiques et visuels. Ceci peut être directement attribué à la précision et à la résolution des données d'entrée. La figure 7.18 présente les résultats de l'analyse ROC pour l'ensemble des modèles. Le tableau 7.6 résume les valeurs d'AUC générales ainsi que la taille relative des classes de susceptibilité pour chacun des DS. Les tableaux 7.7 et 7.8 présentent les résultats de l'analyse de corrélation des cartes brutes et classées. Enfin, la figure 7.19 propose une vue d'ensemble des cartes de susceptibilité classées, ainsi qu'un zoom sur un secteur sélectionné.

7.5.4.1. Description des principaux résultats des simulations

La **simulation DS-1**, obtenue avec les données directement disponibles, montre une valeur AUC finale (calculée à partir de glissements issus de l'inventaire terrain) de 0.851, constituant un bon résultat. Globalement, la classe de susceptibilité "*faible*" est très étendue (42.9%) en comparaison avec la classe "*nulle*" (37.6%) (Tableau 7.6).

La **simulation DS-2**, obtenue à partir de données à faible coût, est caractérisée par une valeur AUC finale de 0.801. La classe "*faible*" est quasiment inexistante, du fait de la grande difficulté à discrétiser la carte. La distribution des scores est en effet très "*binaire*", caractérisée par une très large majorité de valeurs très faibles et très contrastées avec les valeurs élevées (Tableau 7.6). Les courbes ROC sont caractérisées par une très forte variabilité (Figure 7.17).

Tableau 7.6 : Synthèse des valeurs AUC calculées à partir de l'inventaire terrain et proportion relative de chacune des classes de susceptibilité pour chacune des cartes de susceptibilité modélisées

Combinaisons	Proportion des classes de susceptibilité (%)				
	AUC	Nulle	Faible	Modérée	Elevée
DS-1	0.851	37.6	42.9	10.8	8.8
DS-2	0.801	77.3	2.1	10.7	9.9
DS-3	0.846	57.1	22.0	10.2	10.7
DS-4	0.877	69.3	15.6	5.9	9.2
DS-5	0.890	70.3	13.8	8.5	7.4

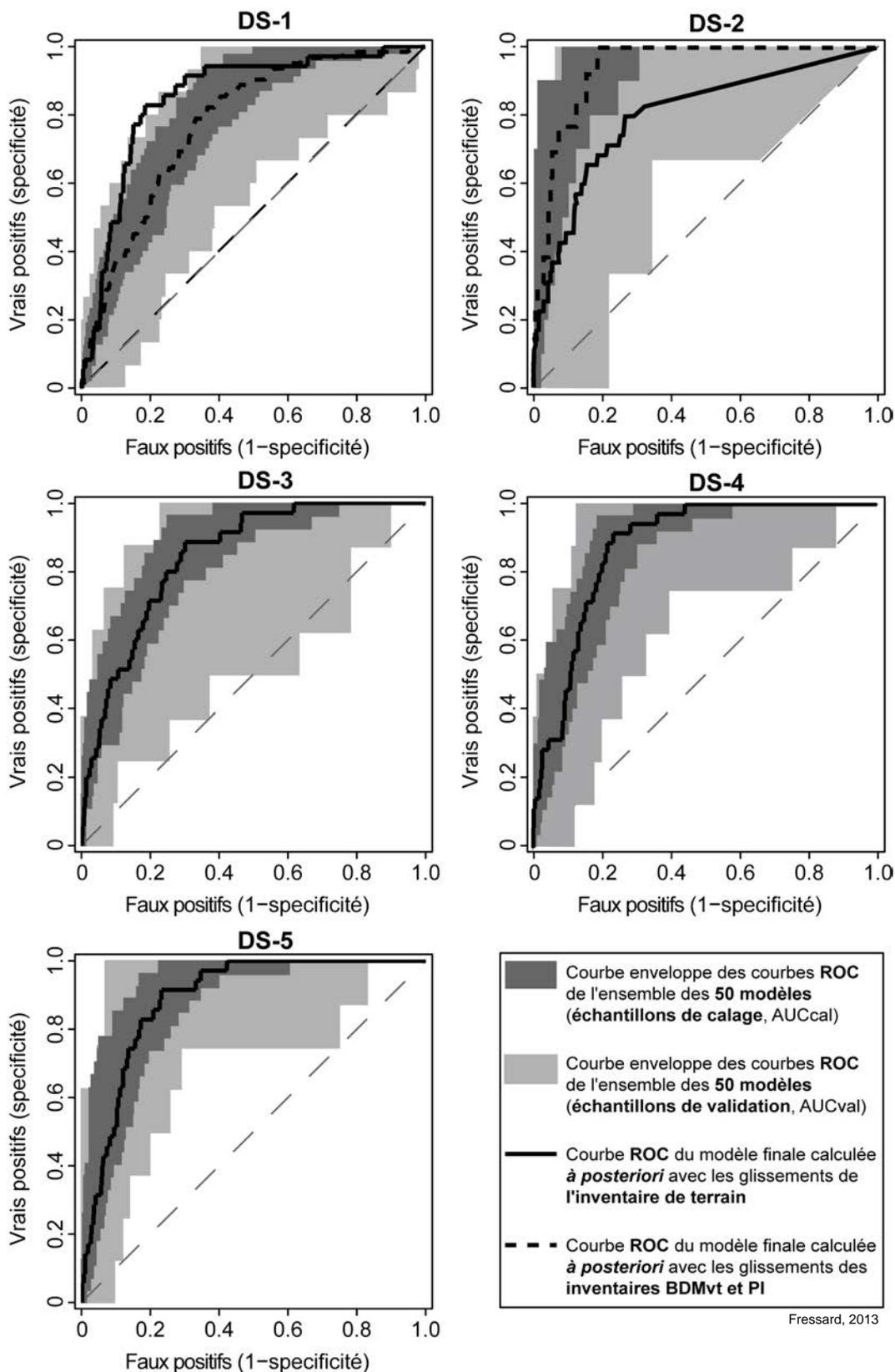


Figure 7.18 : Courbes enveloppes ROC résultant des 50 simulations effectuées pour l'ensemble des modèles de régression logistique pour le secteur de Pont-l'Évêque

La **simulation DS-3**, obtenue avec des données de terrain minimales (inventaire) est caractérisée par une valeur AUC finale de 0.846. Les classes de susceptibilité sont globalement mieux équilibrées, mais les classes “élevée” et “modérée” occupent la même superficie du secteur d’étude (Tableau 7.6).

La **simulation DS-4**, obtenue avec des données géomorphologiques optimales, montre une valeur AUC s’élevant à 0.877, constituant un bon résultat. Les classes de susceptibilité sont légèrement déséquilibrées, caractérisées notamment par une classe “modérée” d’étendue inférieure à la classe “élevée”.

La **simulation DS-5**, obtenue avec des données géomorphologiques optimales combinées à un MNT de qualité supérieure, présente les meilleurs résultats. La valeur AUC s’élève à 0.89. Les classes sont régulièrement distribuées suivant un gradient progressif, de la classe “élevée” à la classe “nulle”.

7.5.4.2. Comparaison des cartes

Visuellement, les cartes DS-1 et DS-2 montrent des différences très significatives avec les cartes DS-3, DS-4 et DS-5.

La simulation DS-1 montre un zonage caractérisé par certaines incohérences dans les classes de susceptibilité "élevée" et "modérée". Certains secteurs de très faible pente ainsi que la plupart des zones de fond de vallée sont affectés par une susceptibilité “modérée” à “élevée”. La classe “faible” est également surreprésentée. **Le large succès de cette carte face aux tests statistiques (analyse ROC notamment) constitue ainsi un résultat surprenant qui reste difficile à interpréter.**

L’introduction de l’inventaire réalisé sur le terrain par approche géomorphologique améliore sensiblement la qualité des cartes modélisées (transition entre DS-2 et DS-3). Le nombre limité de glissements reconnus par photo-interprétation (13 événements) rend l’application du modèle logistique extrêmement difficile, puisque se basant sur un nombre trop limité d’observations. **La carte finale DS-3 apparaît ainsi, en comparaison avec la DS-2, comme beaucoup plus équilibrée.** La classe faible est ainsi beaucoup plus vraisemblable, en termes d’extension spatiale, que pour les deux modèles précédents.

Les simulations DS-4 et DS-5 présentent les meilleurs résultats visuels et statistiques. **Les modèles sont ainsi bien à très bien ajustés.** En comparaison avec le DS-3, des modifications du zonage de la classe “élevée” sont visibles. Les cartes reprennent distinctement les formes de la carte de formations superficielles, plus précise que la carte géologie. L’utilisation de la carte des trajectoires d’occupation du sol ne montre pas de différence significative dans le zonage des classes de susceptibilité. En termes quantitatifs, seule la simulation DS-5 répond parfaitement aux exigences de classification. La distribution des classes est ainsi caractérisée par un gradient progressif de la classe “élevée” à la classe “nulle”. L’utilisation d’un MNT d’une plus haute résolution permet de préciser les limites des classes “élevée” et “moyenne”, tout en limitant leur extension spatiale.

Tableau 7.7 : Résultats de l'analyse de corrélation bivariée pour les cartes de susceptibilité brutes (coefficient de Pearson)

Coefficient de Pearson (cartes brutes)				
	DS1	DS2	DS3	DS4
DS1	1.00			
DS2	0.30	1.00		
DS3	0.72	0.60	1.00	
DS4	0.61	0.43	0.73	1.00
DS5	0.58	0.38	0.65	0.91

Tableau 7.8 : Résultats de l'analyse de corrélation bivariée pour les cartes de susceptibilité classées (coefficient V de Cramer)

Valeur V de Cramer (cartes classées)				
	DS1	DS2	DS3	DS4
DS1	1.00			
DS2	0.40	1.00		
DS3	0.53	0.53	1.00	
DS4	0.42	0.39	0.53	1.00
DS5	0.40	0.37	0.45	0.71

Les analyses de corrélation montrent un degré de similitude relativement important entre certaines cartes. Globalement le taux de corrélation diminue après classification des cartes. Les simulations DS-4 et DS-5 sont caractérisées par une forte similitude, confirmée par l'analyse visuelle. Ce taux de corrélation diminue après classification et l'analyse visuelle montre que les principales divergences sont comprises dans les classes fortes.

D'autres simulations complémentaires ont également été réalisées, mais n'ont pas été présentées du fait de leur caractère non significatif. **Ainsi, l'introduction de la carte des trajectoires d'occupation seule n'apporte pas de modifications significatives, de même, l'apport du MNT IFSAR seul reste très limité.**

Les résultats obtenus avec les données directement disponibles et les données à faible coût permettent de décrire grossièrement la localisation des zones de susceptibilité majeure, mais restent globalement affectés par d'importantes incohérences. Nous suggérons ainsi, que pour la réalisation de cartes de susceptibilité à cette échelle, un inventaire réalisé sur le terrain soit, au minimum requis.

Les données géomorphologiques détaillées (inventaire terrain, carte des formations superficielles et carte des unités morphodynamiques), combinées à un MNT de haute résolution permettent de satisfaire pleinement les exigences cartographiques à cette échelle. La carte obtenue avec le **DS-5 est donc considérée comme la meilleure**. En termes de coût d'acquisition et de mise à disposition des données, celui-ci reste élevée, notamment du fait des étapes de levé morphodynamique et de cartographie des formations superficielles. Cependant, les coûts de mise à disposition de MNT adaptés à l'échelle du 1/10.000^{ème} (MNT IFSAR) tendent à devenir de plus en plus bas, du fait de leurs utilisations dans une large gamme d'applications permettant un amortissement significatif des coûts. À ce titre, le modèle **DS-5 apparaît ainsi comme moins coûteux que le modèle DS-4.**

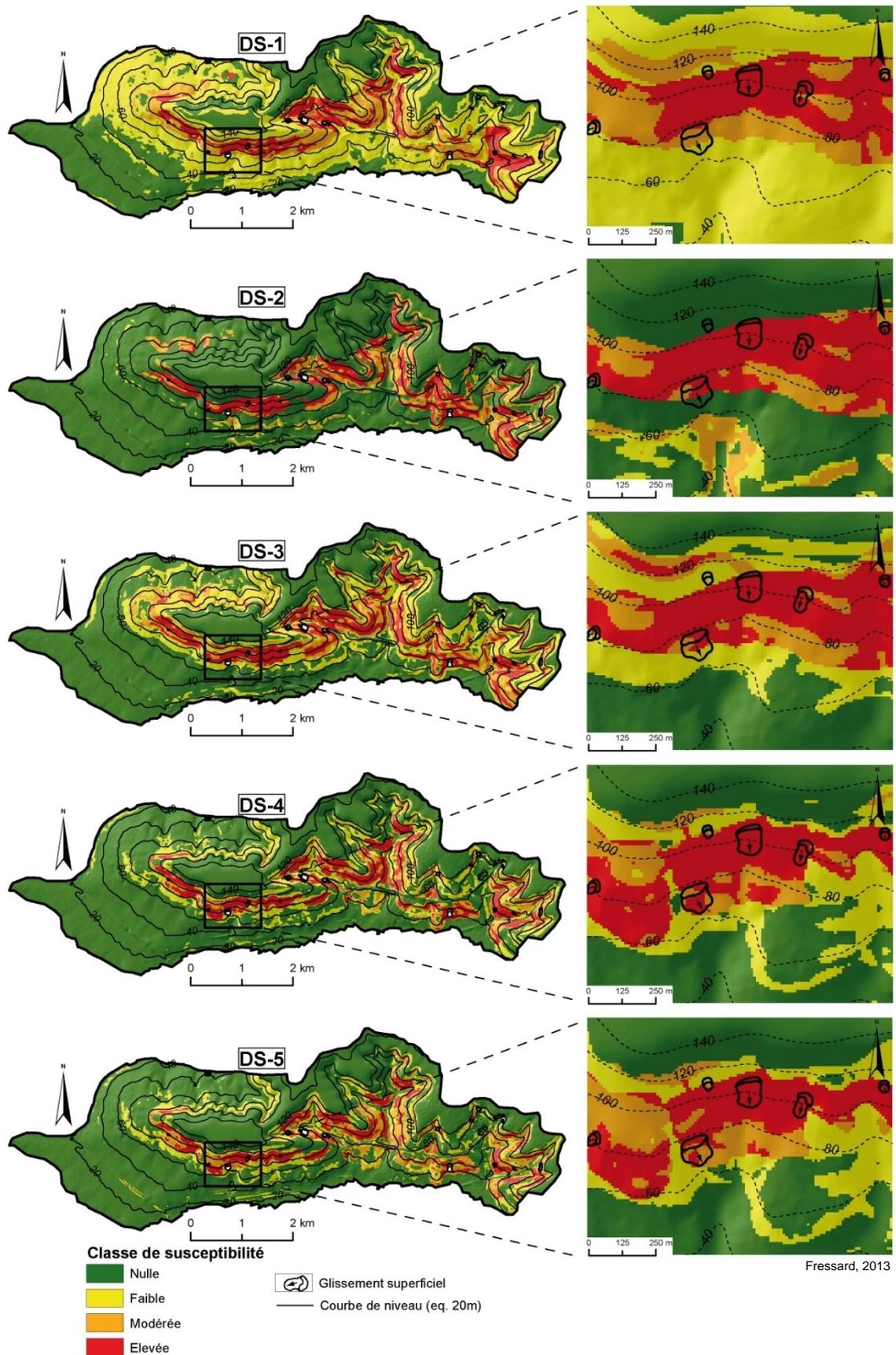


Figure 7.19 : Cartes de susceptibilité finales modélisées par régression logistique pour chacun des sets de données collectées et zoom illustratif

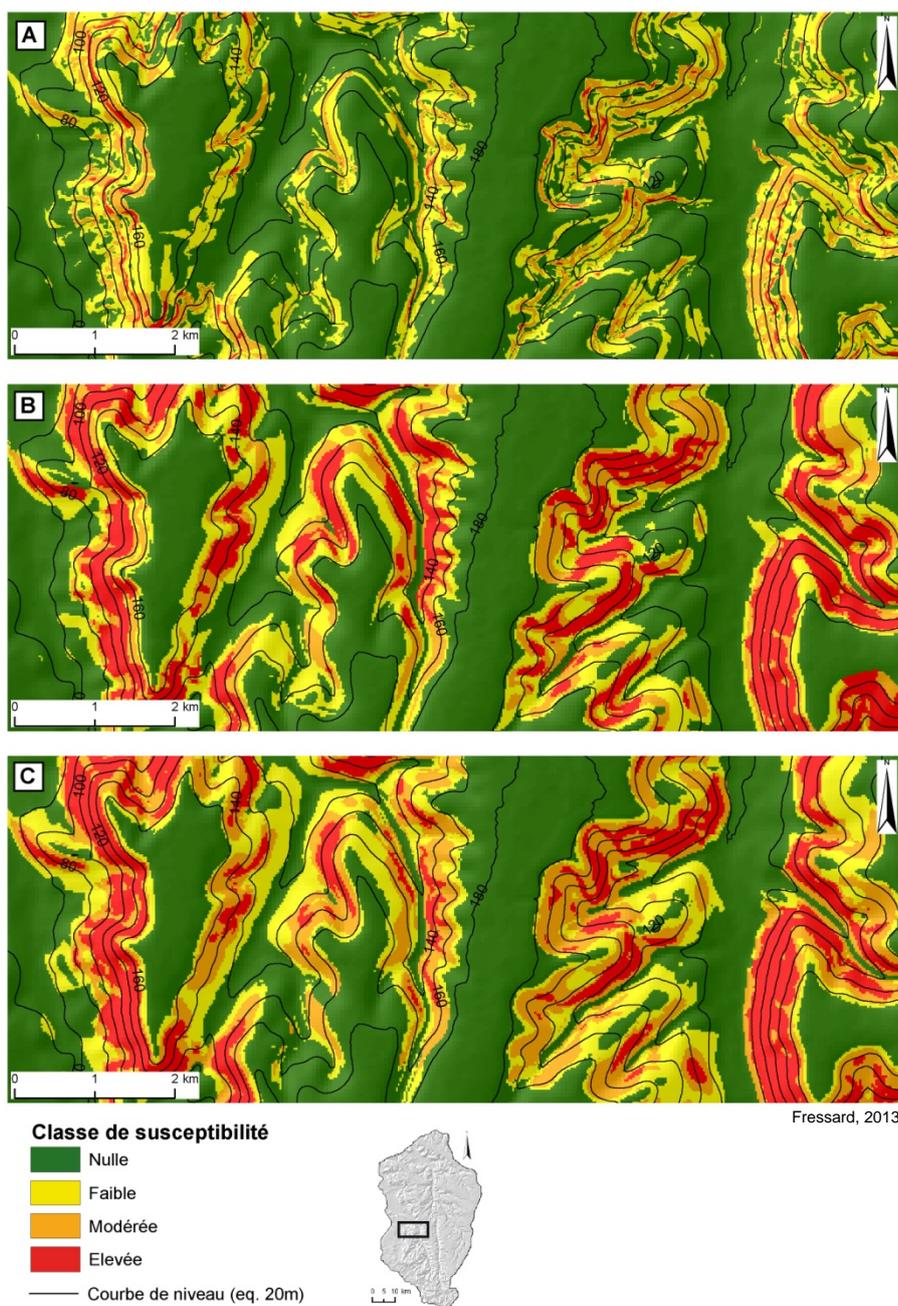
7.6. Comparaison avec les cartes expert et semi-expert

Nous abordons ici la question de la comparaison des cartes modélisées par régression logistique avec les **cartes expert et semi-expert** réalisées par système multicritères (chapitre 6). Pour l'échelle régionale, une comparaison avec la carte de la DREAL-BN est également présentée.

7.6.1. Comparaison à échelle régionale avec les cartes semi-expert et la carte de la DREAL-BN

Comme cela a été décrit dans le chapitre 6 (section 6.4.3.2.), visuellement, on note une différence très significative entre les cartes réalisées pour cette recherche et la carte de "*prédisposition*" de la DREAL-BN (Figure 7.20). Certaines zones, parfois des versants entiers, sont affectés à la classe de susceptibilité "*élevée*", là où la carte de la DREAL-BN n'affiche que des niveaux "*faible*" ou "*nulle*".

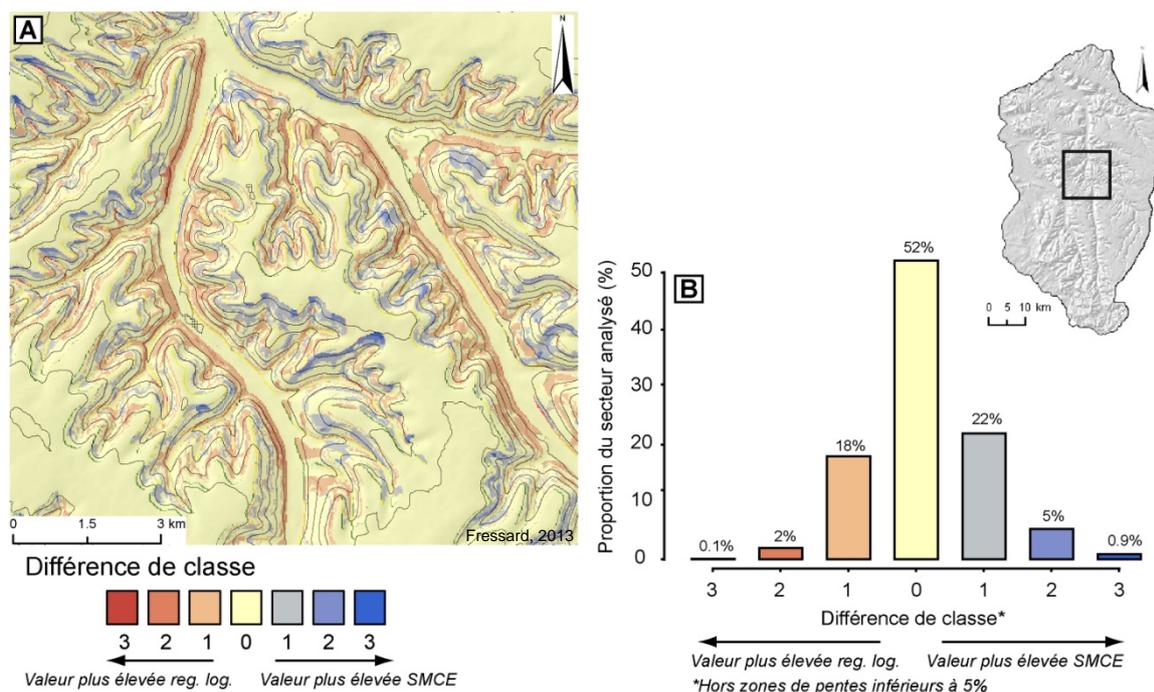
À l'inverse, la comparaison des cartes réalisées par système multicritères et par régression logistique montre des résultats globalement similaires, toutes deux caractérisées par un zonage cohérent. Certaines zones montrent tout de même certaines divergences, globalement caractérisées par une classe d'écart, principalement entre les classes "*élevée*" et "*modérée*" (Figure 7.20). Par opposition, certaines zones montrent une parfaite similitude (Figure 7.20).



(A) carte de prédisposition de la DREAL-BN, (B) carte finale obtenue par SMCE, et (C) carte finale obtenue par régression logistique

Figure 7.20 : Comparaisons sur un secteur du Pays d’Auge des cartes de susceptibilité obtenues avec la carte de prédisposition de la DREAL-BN

L’analyse de superposition des cartes réalisées par système multicritères et par régression logistique vient confirmer la première analyse visuelle, puisque 52% de la surface cartographiée est caractérisée par une correspondance exacte (Figure 7.21). Les 48% restants constituent les divergences entre les deux cartes, dont 40% sont seulement d’une classe d’écart. Les cartes sont en divergence totale (3 classes d’écart) sur 1% du secteur d’étude seulement (Figure 7.21). Globalement, la carte semi-experte tend à attribuer des valeurs de susceptibilité plus importantes que la carte modélisée par régression logistique.



(A) carte des différences de classes et (B) histogramme de la distribution des différences de classes

Figure 7.21 : Analyse de superposition des cartes obtenues par système multicritères et par régression logistique sur l'ensemble du Pays d'Auge au 1/50.000^{ème}

Sur le plan des tests de qualité quantitatifs, la régression logistique montre de meilleurs résultats, bien que les deux méthodes soient assez proches. L'ajustement du modèle (valeur AUC) est nettement meilleur pour les glissements profonds (Tableau 7.9).

Pour les glissements superficiels, les deux cartes apparaissent plus proches. La régression logistique permet une meilleure distribution de la taille des classes, notamment caractérisée par une classe "élevée" plus réduite et une classe "nulle" plus étendue (Tableau 7.9).

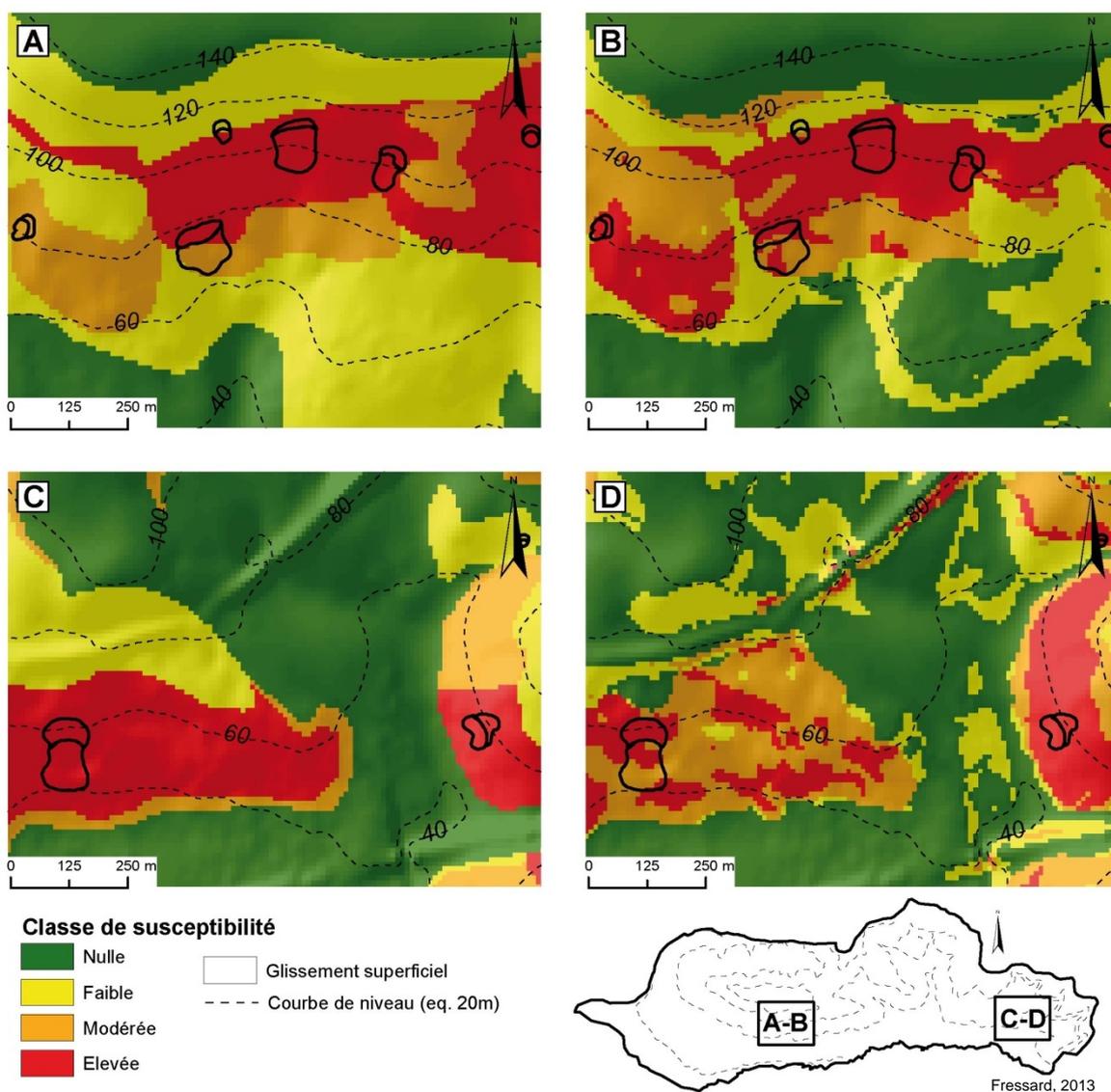
Tableau 7.9 : Tableau synthétique comparatif SMCE/Régression logistique des principaux résultats des tests quantitatifs de la qualité des cartes à échelle régionale

Méthode	AUC. Sup.	AUC. Prof.	Classe "élevée" (%)	Classe "modérée" (%)	Classe "faible" (%)	Classe "nulle" (%)
SMCE	0.783	0.807	28	23	30	19
Reg. Log.	0.789	0.865	22	25	26	26

La régression logistique est donc finalement considérée comme plus performante à échelle régionale, permettant un meilleur ajustement des pondérations et un zonage moins "pessimiste".

7.6.2. Comparaison à échelle détaillée avec la carte directe

Visuellement, les cartes sont caractérisées par un large contraste en terme d'homogénéité du zonage. La carte experte est caractérisée par des formes homogènes et progressives, alors que la carte modélisée présente un aspect beaucoup plus "morcelé", parfois caractérisé par une multitude de petites zones aux niveaux de susceptibilité hétérogènes. Des différences notables apparaissent, comme l'illustrent les extraits de cartes présentés dans la figure 7.22. Dans l'ensemble, les cartes restent tout de même en accord, ne montrant pas de divergences majeures.

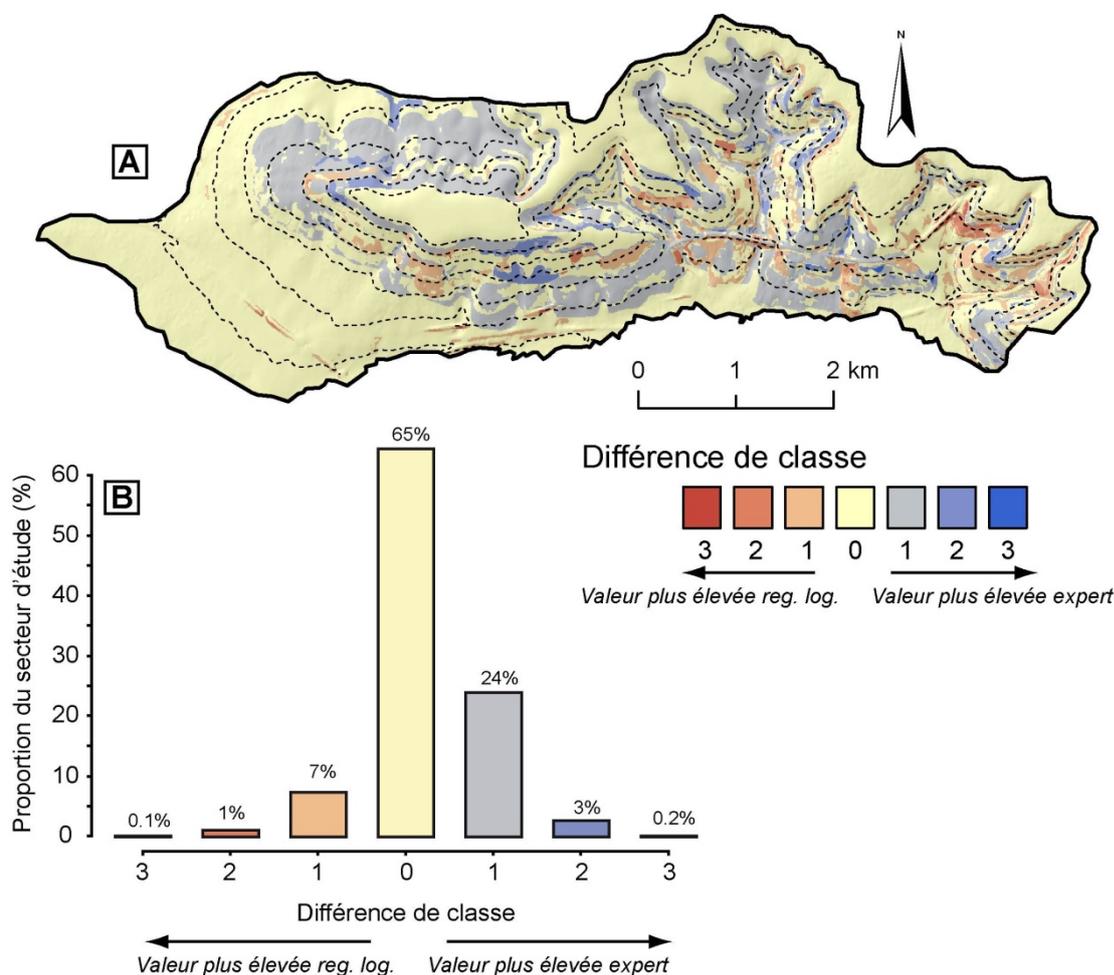


(A) et (C) cartes réalisées selon la méthode experte directe, (B) et (D) cartes modélisées par régression logistique

Figure 7.22 : Comparaison des cartes expert directes et des cartes modélisées par régression logistique zoom sur deux secteurs du site de Pont l'Evêque

Cette analyse est confirmée par la superposition des cartes (Figure 7.23). Le taux de correspondance exacte entre les deux cartes est de 65%. Ce résultat doit cependant être tempéré dans la mesure où, pour des raisons techniques, les cartes ont été

comparées en prenant en compte les secteurs de pente inférieurs à 5%, contrairement aux cartes à échelle régionale. Les divergences sont finalement moyennement importantes et se traduisent par un décalage d'une seule classe de susceptibilité dans la majeure partie des cas (Figure 7.22). Les divergences de plus d'une classe représentent seulement 4.3% du secteur d'étude et seule une partie négligeable du secteur est caractérisé par une divergence totale (0.3%).



(A) carte générale des différences de classes et (B) histogramme de la distribution des différences de classes

Figure 7.23 : Analyse de superposition des cartes obtenues par la méthode experte directe et par régression logistique sur le site d'étude de Pont l'Évêque au 1/10.000^{ème}

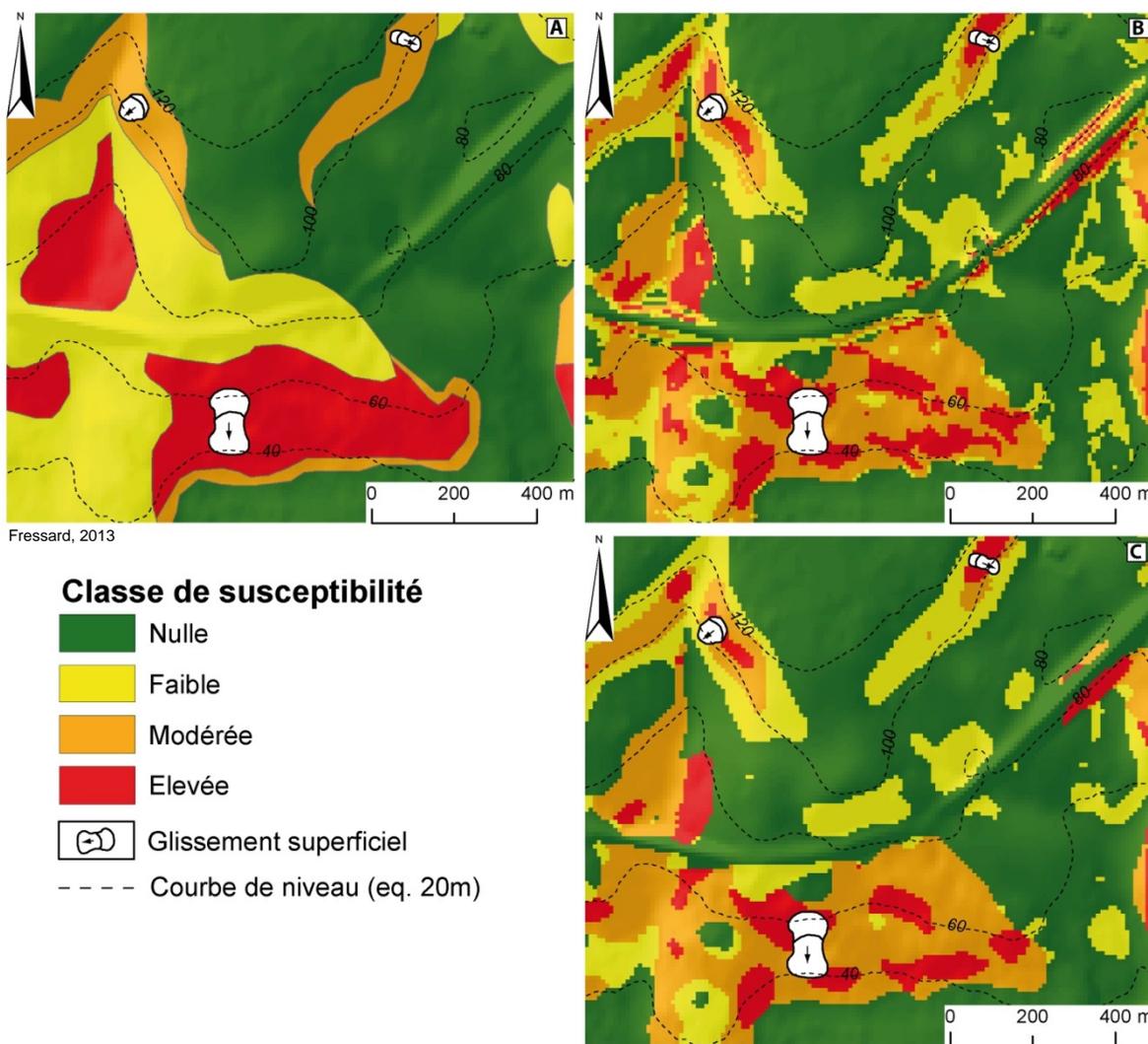
Les principales zones de susceptibilité "élevée" sont bien identifiées par les deux cartes, les principales nuances sont relatives aux classes "faible" et "nulle". La classe "faible" de la carte experte est en effet largement représentée en comparaison avec la carte modélisée, ce qui explique les principales différences observées dans la superposition. **Globalement, la carte experte tend à présenter une vision plus pessimiste que la carte modélisée.**

Une autre explication de ces différences réside dans le principe de précaution et de continuité adopté par la carte expert. Ces principes tendent à élargir les zones autour desquelles l'incertitude est forte tout en intégrant les possibles effets que pourraient avoir certaines modifications de la topographie ou de l'occupation du sol sur des zones

situées en aval. Ainsi, dans le cas de la carte expert, certaines zones, en effet non susceptibles, pour lesquelles des modifications de la topographie ou de l'occupation du sol pourraient engendrer des conséquences sur la stabilité des zones situées en amont ou en aval sont classées en susceptibilité "faible" ou "modérée".

Ces différentes considérations (principe de précaution) ne peuvent être prises en compte par la carte modélisée.

D'autre part, la carte experte constitue une carte d'aléa *stricto-sensu*, considérant ainsi, les facteurs de déclenchement, totalement ignorés pour la carte de susceptibilité. D'autre part, la carte experte, propose une vision de l'aléa pour les deux types de phénomènes racontés, glissements superficiels et profonds. Les glissements profonds n'ayant pu être modélisés à cette échelle, la comparaison des deux cartes reste difficile.



(A) carte expert, (B) carte modélisée par régression logistique brute et (C) carte modélisée par régression logistique à laquelle à été appliqué un filtre majoritaire

Figure 7.24 : Comparaison de la carte expert directe et de la carte modélisée par régression logistique à l'échelle du 1/10.000^{ème} et illustration de l'apport du filtre majoritaire

Le caractère morcelé, parfois caractérisé par des pixels isolés de la carte modélisée, ne permet une application directe de la méthode. Cependant, une reprise manuelle, ou l'utilisation de filtres majoritaires peu apparaît envisageable afin de redonner plus d'homogénéité et de cohérence globale à la carte dans une logique d'application. Un exemple de comparaison entre la carte expert, la carte modélisée par régression logistique brute et la carte modélisée après application d'un filtre majoritaire est présenté dans la figure 7.24.

Cette méthode a permis de simplifier le zonage de la carte de susceptibilité modélisée brute, la faisant ainsi tendre vers une forme plus applicable. L'élimination des pixels isolés, et l'agglomération/simplification des zones les plus complexes rend le zonage beaucoup plus compréhensible, notamment pour les non spécialistes et les éventuels utilisateurs de ces cartes. Certaines erreurs du modèle tendent à être corrigées, à l'image du talus de la voie de chemin de fer, bien visible sur la figure 7.24, dont certaines zones ont été identifiées comme susceptibles par le modèle brut (alors que ce talus en pentes fortes a été aménagé en prenant toutes les précautions constructives pour obtenir des coefficients de sécurité F_s largement supérieurs à l'unité, et assurer sa stabilité à long terme).

Ceci permet de proposer ces outils de cartographie statistique comme une véritable aide à l'expertise, permettant d'appuyer certains choix de zonage, et de sélectionner les variables à prendre en compte ou bien à privilégier pour la cartographie.

7.7. Discussion et conclusion du chapitre 7

Cette section propose de revenir sur les principaux résultats décrits dans ce chapitre tout en discutant des limites et des apports des méthodes testées et comparées à différentes échelles.

7.7.1. Approches à l'échelle régionale

Les cartes réalisées à l'échelle régionale, cartes expertes ou cartes modélisées par régression logistique, permettent de proposer une vision globale de la susceptibilité sur l'ensemble du terrain d'étude à une échelle du 1/50.000^{ème}. À cette échelle, elles permettent de localiser les zones les plus susceptibles, là où des investigations complémentaires doivent être engagées. L'étude comparative régression logistique/SMCE menée dans ce chapitre montre que **la régression logistique propose globalement un zonage de meilleure qualité, même si les résultats restent proches.**

Les cartes réalisées à cette échelle sont caractérisées par une surestimation évidente des classes de susceptibilité "*élevée*" et "*modérée*", par comparaison avec la carte de la DREAL-BN, qui elle semble plutôt minimiser la susceptibilité.

De même, ce travail réalisé à échelle régionale sur une superficie étendue ne permet pas de disposer d'un inventaire "*exhaustif*", ou complet des phénomènes. Cette imprécision introduite se répercute nécessairement sur le calcul des coefficients, posant ainsi la question de leur représentativité. À défaut de disposer de bases de données plus détaillées pour la cartographie, cet essai à échelle régionale ne peut proposer qu'une estimation globale des zones pouvant potentiellement être affectées par des phénomènes de glissements.

7.7.2. Approches à échelle large

À échelle large, le problème fondamental réside dans la disponibilité de données adaptées.

7.7.2.1. Cartes de susceptibilité et données

La **qualité de l'inventaire constitue un point fondamental dans l'obtention de résultats cohérents.** La carte réalisée avec la BDMvt (DS-1), même si elle montre des résultats statistiquement bons (analyse ROC), ne semble pas, d'un point de vue "*expert*", suffisante pour la cartographie à échelle détaillée. Les bons résultats obtenus avec les indicateurs statistiques constituent un résultat surprenant, interprété comme un effet "*d'aubaine*". La BDMvt souffre d'une très forte variabilité spatiale dans la précision de la documentation. Il sera donc nécessaire de tester son applicabilité à la même échelle de travail, sur des sites différents afin de confirmer ces résultats.

L'inventaire par photo-interprétation est trop pauvre pour une application à l'échelle détaillée. Cet inventaire, par nature incomplet, pose en effet des problèmes pour la modélisation du fait de nombre limité de phénomènes identifiés. Ce problème est moins important à l'échelle régionale dans la mesure où le nombre de phénomènes inventoriés est plus important en raison de la plus grande étendue du site investigué.

L'inventaire obtenu par approche géomorphologique donne des résultats plus satisfaisants, principalement en raison du nombre plus important de phénomènes introduits dans le modèle. Cependant, dans le cas du *Pays d'Auge*, le nombre de phénomènes inventoriés reste faible (35 sur le site de *Pont-l'Évêque*) limitant ainsi la fiabilité statistique de la modélisation.

L'introduction de la carte des formations superficielles et des unités morphodynamiques tend à proposer un zonage plus cohérent. Leur combinaison avec un MNT précis semble également indispensable à l'obtention de résultats robustes et applicables.

D'une manière plus générale, les simulations sont tout de même caractérisées par de bons ajustements, même pour les DS-1 et DS-2 constitués par des données d'une qualité limitée. Ces résultats confirment l'intérêt et l'apport de l'utilisation du "bootstrap" et des logiciels de statistique spécifiques dans la qualité de la restitution et de l'ajustement des modèles de susceptibilité. En comparaison avec des études précédentes menées sur le même secteur d'étude via le module de régression logistique ARCSDM directement implémenté dans l'interface SIG (Kemp *et al.*, 2001 ; Sawatzky *et al.*, 2009), les résultats présentent de larges différences, notamment pour les données d'entrée de qualité limitée (Fressard *et al.*, 2011). Ainsi, en cas d'un nombre limité de données, l'utilisation de cette méthode paraît indispensable afin de limiter les biais pouvant survenir dans les estimations.

7.7.2.2. Coût des données

La qualité des données est globalement directement corrélée avec leur coût. Les données de nature géomorphologique (inventaire, carte des formations superficielles et carte morphodynamique) sont les plus coûteuses, notamment du fait des campagnes de terrain et des procédures de traitement (cartographie) associées. Pour les MNT, les progrès récents dans les méthodes d'acquisition et de traitement de l'imagerie aérienne permettent d'obtenir des données de qualité intéressante à des coûts finalement moins élevés que les MNT interpolés des courbes de niveau digitalisées pour lesquels de longues procédures de calage sont nécessaires et sans garantie de résultat.

Ceci montre la difficulté d'obtenir, à des coûts raisonnables, des données directement liées aux processus de glissements (Chacón *et al.*, 2006 ; van Westen *et al.*, 2006 ; Akgun, 2012). Dans un contexte opérationnel, le temps et le coût associés aux approches de terrain limitent fortement les recours aux levés géomorphologiques détaillés (notamment la cartographie des formations superficielles). On leur préfère généralement des approches expertes basées sur les données directement disponibles et des campagnes de terrain, bien que systématiques, moins approfondies au niveau des investigations.

7.7.3. Méthode de cartographie

Même si elle montre des résultats satisfaisants, la régression logistique fait face à deux problèmes d'application majeurs qu'il convient de préciser.

Premièrement, comme toutes les méthodes dites "dirigées par les données", la régression logistique est caractérisée par un manque de confiance statistique dans l'estimation des probabilités faibles et intermédiaires (Guzzetti, 2006 ; Thiery, 2007 ;

Rossi *et al.*, 2010 ; Poiraud, 2012). Quand la relation entre les facteurs de prédisposition et la localisation des glissements est évidente, les résultats peuvent être considérés comme robustes. Lorsque la relation devient plus subtile et discrète, le modèle manque généralement de points de calage et sa fiabilité peut être remise en question (Bonham-Carter, 1994 ; Thiery *et al.*, 2007).

Deuxièmement, la **régression logistique est un modèle qui définit uniquement des relations de covariance linéaires entre les variables prédictives et les variables à modéliser** (Hosmer & Lemeshow, 1989). Cet aspect ne pose pas de problème pour les données catégorielles, mais constitue un problème fondamental pour les données continues comme par exemple le facteur “*pen*te”. Ainsi, pour l’ensemble des modèles présentés dans cette étude, une relation positive est identifiée entre la “*pen*te” et les glissements. Le modèle applique ainsi un coefficient déterminant l’augmentation d’un facteur de “*risque*” (au sens statistique) en fonction de l’augmentation de la valeur pente selon une relation croissante.

Dans le cas des glissements superficiels, la relation entre la pente et les glissements est identifiée comme non linéaire d’un point de vue “*expert*”. Les glissements sont considérés comme étant plus susceptibles de se déclencher sur les zones de pente intermédiaire, ce qui reste difficile à identifier pour le modèle. Ce problème de linéarité dans la mise en relation des glissements avec les facteurs de prédisposition constitue une limite théorique majeure de la régression logistique.

7.7.4. Comparaison et apports pour la cartographie experte

Les cartes de susceptibilité modélisées apparaissent difficiles à appliquer directement à l’état brut, du fait de la large complexité du zonage liée à la combinaison pixel par pixel des différentes données introduites. Les **techniques de lissage** (filtres majoritaires) ou de généralisation manuelle peuvent faire tendre ces cartes vers un zonage plus cohérent et plus compréhensible. Le zonage reste largement plus nuancé que celui de la carte experte. Ceci permet d’utiliser ces méthodes comme un complément à l’expertise permettant d’appuyer, de valider ou d’invalider certains choix.

La méthode permet d’identifier les secteurs les plus susceptibles qui sont souvent les plus sujets à discussion dans les procédures de cartographie réglementaire. D’un côté, les experts pourraient avoir tendance à se protéger en adoptant un zonage jugé plutôt parfois pessimiste (allant dans le sens de la sécurité) alors que, d’un autre côté, les aménageurs et élus espèrent toujours des zonages les moins contraignants possibles (Tricot & Labussière, 2009).

Conclusion de la troisième partie

Les trois chapitres de cette dernière partie ont traité successivement de la constitution des bases de données cartographiques représentant des facteurs de prédisposition, des approches expertes, des approches semi-expertes et des approches quantitatives de la cartographie de la susceptibilité.

Parfois négligées dans la littérature, les données d'entrée constituent un point fondamental de la cartographie de la susceptibilité, qui peut être la source d'une grande variabilité des résultats, au même titre que la méthode sélectionnée. L'acquisition des données doit ainsi être adaptée à l'échelle de travail. En ce sens, les données disponibles apparaissent, en grande partie, suffisantes pour la cartographie à l'échelle du 1/50.000^{ème}. Cependant, ce travail a permis d'identifier que les données concernant la nature des formations superficielles sont indispensables pour une meilleure estimation de la susceptibilité.

Pour la cartographie à échelle locale (1/10.000^{ème}), les données directement disponibles ne peuvent pas être utilisées. Le temps nécessaire à la production de bases de données adaptées en fait une échelle de travail coûteuse, mais néanmoins incontournable dans une logique de cartographie appliquée.

L'analyse de la susceptibilité à l'échelle régionale, a permis d'obtenir des résultats cohérents et validés par l'inventaire des glissements. Cependant, la comparaison avec la carte de la DREAL-BN (considérée comme sous-estimant la susceptibilité), montre de larges disparités. Les cartes proposées à cette échelle dans le cadre de cette thèse ont été calées sur des exigences de classification élevées en termes de reconnaissance de phénomènes inventoriés dans la classe "élevée". Ainsi, par comparaison avec la carte de la DREAL-BN, cette carte propose un zonage de la susceptibilité qui apparaît beaucoup plus "pessimiste", mais beaucoup plus performant, et allant dans le sens de la sécurité. Pour aller plus loin dans l'analyse comparative, il faudrait pouvoir avoir connaissance des règles adoptées par le service de la DREAL-BN.

Pour la cartographie à échelle large (1/10.000^{ème}), les résultats obtenus avec des données détaillées sont satisfaisants et apparaissent plus précis que le zonage expert. Si les cartes brutes se révèlent être globalement trop morcelées, elles peuvent cependant faire l'objet d'une procédure d'agrégation (manuelle ou automatique) pour apparaître plus cohérentes et plus homogènes. Elles peuvent constituer un complément à l'expertise, permettant de proposer une aide dans le choix des variables à prendre en compte pour la cartographie.

Ces méthodes reposant sur une application stricte de la combinaison des différents facteurs pour la restitution cartographique peuvent permettre d'éviter les erreurs de zonage et constituer ainsi un outil objectif de sélection en cas de forte incertitude.

Conclusion générale

Ce travail de recherche avait pour objectif la **cartographie de la susceptibilité aux glissements de terrain à différentes échelles spatiales** dans la partie continentale du *Pays d'Auge*. Cette région n'avait encore jamais fait l'objet d'une telle recherche sur ce sujet. L'originalité de ce travail repose sur son **cadre thématique à forte entrée régionale** visant, à une meilleure connaissance et compréhension du fonctionnement de ces phénomènes locaux de mouvements de versant, à l'établissement d'une typologie, puis à l'utilisation de **méthodes expertes et probabilistes** pour leur cartographie préventive à échelle large et régionale.

Une première **approche géomorphologique** a été engagée, visant à décrire comprendre et classer les phénomènes observés à échelle locale, afin de disposer d'une typologie précise servant de support de base pour la réalisation de plusieurs inventaires des mouvements de versant. Cette approche géomorphologique fut également l'occasion de proposer un **modèle conceptuel de répartition des phénomènes hydrogravitaires à l'échelle du versant**, permettant d'alimenter une **approche experte** de la cartographie préventive des phénomènes.

La suite du travail a été orientée vers une **approche statistique probabiliste** afin de mettre en relation la localisation des glissements de terrain connus avec leurs facteurs de prédisposition, dans l'objectif de généraliser des lois à appliquer de manière systématique pour la cartographie de la susceptibilité. Dans ce contexte, **l'échelle d'analyse** constitue, à bien des égards, une composante fondamentale de l'approche qui conditionne à la fois, le niveau de détail de l'observation/compréhension des processus, la qualité de l'acquisition de la donnée et, les exigences cartographiques en matière de restitution de documents préventifs.

Ce travail de recherche s'intègre également dans un contexte dans lequel **peu de données sont disponibles** sur les phénomènes et leurs facteurs de prédisposition. Ce travail discute des différentes stratégies d'acquisition des variables mouvements de versant, mais également des données relatives à la cartographie géomorphologique, à la cartographie des formations superficielles et à l'acquisition des données topographiques.

Trois objectifs de recherche principaux ont conditionné les orientations thématiques et méthodologiques de cette thèse :

- (1) sélectionner des phénomènes de référence permettant de dresser une **typologie descriptive des mouvements de versant** et identifier les facteurs de prédisposition et de déclenchement ;

- (2) constituer des **bases de données adaptées aux différentes échelles** de travail prenant en considération la **qualité/résolution** de la donnée ainsi que son rapport de causalité avec les phénomènes à expliquer ;
- (3) identifier et sélectionner les approches permettant de cartographier **les niveaux de susceptibilité pour l'échelle du 1/50.000^{ème} et du 1/10.000^{ème}**.

Principaux résultats

Caractérisation et typologie des phénomènes

L'étude de huit sites de référence a permis de dresser une typologie des phénomènes de mouvements de versant de la partie continentale du *Pays d'Auge*. Cette **typologie apparaît très variée** avec des mouvements de **déformation de versant** (reptation/solifluxion) et des phénomènes de **glissement de terrain *stricto-sensu*** (glissements superficiels et profonds ; rotationnels et translationnels).

Cette typologie générale a été complétée par un **modèle conceptuel de répartition** des phénomènes à **l'échelle du versant** montrant globalement que :

- (1) les **glissements profonds** (quasi exclusivement à composante rotationnelle) affectent les parties sommitales des versants (rebord de plateau) par le déplacement de **panneaux de craie** sur les couches sablo-argileuses sous-jacentes. Schématiquement, ces glissements profonds de grande ampleur sont **hérités** (par ex. Pléistocène) et **inactifs**, alors que les glissements, de tailles plus modestes, sont **récents** (historiques), **latents et/ou actifs** ;
- (2) des **glissements superficiels** (translationnels ou rotationnels), **affectent uniquement le manteau de formations superficielles**. Pour une majeure partie, **ces phénomènes sont contemporains et actifs**. Ils se localisent principalement en partie médiane des versants, majoritairement à la jonction entre les formations crayeuses et les formations argilo-sableuses sous-jacentes, et au niveau de la décharge de la nappe de craie du Cénomaniens, provoquant une saturation des formations ;
- (3) les **phénomènes de solifluxion et de reptation** apparaissent comme des **formes héritées** du Pléistocène, toutefois certains secteurs peuvent apparaître **comme actifs**, sans pouvoir être clairement démontré.

Constitution des bases de données

Plusieurs **inventaires des mouvements de versant** ont été réalisés par différentes techniques dans le but d'acquérir un jeu de données de base pour la cartographie de la susceptibilité.

Outre l'acquisition de données, l'inventaire a permis d'enrichir, d'illustrer et de **valider la typologie des mouvements de versant** par l'observation de nombreux cas similaires aux phénomènes de référence. Leur distribution spatiale et temporelle a permis de **valider le modèle conceptuel** de répartition, bâti sur une approche géomorphologique descriptive et interprétative.

Sur le plan des méthodes d'acquisition, l'étude comparative a permis de mesurer l'importante **plus-value apportée par l'approche de terrain** dans ces milieux de plateaux bocagers. Cette approche permet de réduire les **taux d'échec des inventaires qui restent très élevés (supérieurs à 40%) s'ils sont réalisés uniquement par photo-interprétation.**

Suite aux inventaires, différents jeux de données ont été constitués en fonction de l'échelle de travail visée pour la cartographie de la susceptibilité. Une grande attention a été portée à la qualité, la résolution et l'adaptation des données à la thématique de recherche. Globalement, les données gratuites et directement disponibles permettant de couvrir des superficies étendues ont été utilisées pour la cartographie de la susceptibilité à l'échelle régionale. Pour la cartographie à l'échelle large (1/10.000^{ème}), les données ont dû être créées spécifiquement ou achetées auprès de fournisseurs privés ou publics, ce qui conditionne fortement leurs coûts (relativement élevés). **Trois principaux types de données de base** sont essentiels pour la cartographie de la susceptibilité :

- Les **modèles numériques de terrain (MNT)** : les récents développements méthodologiques ont permis de multiplier les bases de données gratuites et commerciales, à des précisions et des résolutions variées. A ce titre, parmi les MNT disponibles utilisés, les MNT IFSAR, précis et relativement peu coûteux, apparaissent comme les plus performants pour la cartographie au 1/10.000^{ème}. Alors qu'à l'échelle du 1/50.000^{ème}, un MNT gratuit mais d'une précision moindre (BDAlti) est suffisant.
- Les **formations superficielles** : différentes investigations ont montré le caractère complexe de leur typologie et de leur distribution spatiale. Leur cartographie à l'échelle large nécessite des campagnes de terrain ainsi que des procédures d'interprétation et de généralisation longues, ce qui a fortement réduit l'emprise spatiale de l'acquisition de cette variable durant cette thèse de doctorat. La plus grande difficulté réside dans la compréhension de la dynamique de mise en place des formations sub-autochtones, transportées par des processus complexes de solifluxion et de reptation. Ces formations apparaissent comme étant les plus sensibles aux mouvements de versant, d'où le caractère déterminant de leur cartographie.
- **L'occupation du sol** : cette donnée peut être trouvée dans des bases de données spécifiques, ou bien être générée par traitement numériques d'images aériennes et/ou satellites, ou par digitalisation manuelle des images aériennes. Nous pouvons, par exemple, mettre l'accent sur l'intérêt de l'étude trajectorielle de l'occupation du sol dans le *Pays d'Auge*, du fait des mutations récentes observées. Outre l'acquisition de données, les études sur la quantification de l'évolution de l'occupation du sol et plus précisément de l'ampleur de la dégradation du pré-verger en *Pays d'Auge* étaient inexistantes. L'approche proposée dans le cadre de cette thèse constitue, à ce titre, une originalité et un apport thématique intéressant pour la géographie régionale.

Cartographie de la susceptibilité

Pour la cartographie de la susceptibilité, deux échelles de travail (1/50.000^{ème} et 1/10.000^{ème}) ont été sélectionnées en lien avec les besoins d'une cartographie préventive et en fonction des données disponibles. **Trois méthodes de cartographie**

ont été appliquées et montrent des résultats hétérogènes : une méthode experte, une méthode semi-experte et une méthode probabiliste.

Une méthode experte : elle a permis d'élaborer une première carte selon la méthode proposée pour l'élaboration des documents de la cartographie règlementaire en *France* (PPR) entreprise à l'échelle large du 1/10.000^{ème}. Cette carte a servi de base pour la définition de règles et pour l'identification des principaux facteurs de prédisposition aux glissements de terrain. Ce document constitue une référence pour la comparaison et l'évaluation de l'apport de méthodes alternatives.

Une méthode semi-experte par système multicritères (SMCE) : elle a permis de réaliser une seconde carte par transposition des règles expertes à l'échelle régionale (1/50.000^{ème}). Cette carte est caractérisée par une importante représentation des classes de susceptibilité "élevée" et "modérée".

Une méthode probabiliste par régression logistique : la large part de subjectivité introduite dans ces approches expertes a forcé ce travail de recherche à s'orienter vers des pistes alternatives de cartographie par des méthodes probabilistes, pour les deux échelles (1/50.000^{ème} et 1/10.000^{ème}). Globalement, **trois points majeurs** ressortent de cette application :

- (1) à l'échelle du 1/50.000^{ème}, les méthodes probabilistes sont bien adaptées et montrent de meilleurs résultats que la méthode semi-experte utilisée ;
- (2) aux deux échelles, l'utilisation d'une approche par réplication ou "bootstrap" améliore sensiblement la qualité des résultats, en permettant de s'affranchir des biais d'estimation dus aux effets de l'échantillonnage ;
- (3) à l'échelle du 1/10.000^{ème}, les données d'entrée constituent un point fondamental dans l'obtention de résultats robustes et cohérents. En ce sens, l'introduction de variables géomorphologiques permet une réelle plus-value dans la qualité des cartes modélisées. En effet, les résultats sont bons avec le meilleur set de données DS-5 (inventaire de terrain, MNT IFSAR, carte des formations superficielles, trajectoire de l'occupation du sol, unités morphodynamiques). Alors que les résultats sont plus mitigés avec l'utilisation de données d'entrée directement disponibles. En ce sens, l'acquisition des données reste donc une des limites majeures de l'application opérationnelle de ces méthodes, du fait notamment de l'importance des coûts associés aux levés.

Enfin, **la comparaison entre les méthodes expertes et probabilistes** a permis de lever les limites respectives de chacune des méthodes, renvoyant ainsi au vaste débat relatif à la légitimité de l'expertise et à la fiabilité des approches quantitatives pour l'observation/caractérisation des phénomènes naturels.

Les cartes de susceptibilité modélisées apparaissent difficiles à appliquer directement à l'état brut, du fait de la large complexité du zonage liée à la combinaison pixel par pixel des différentes données introduites. Les techniques de lissage (filtres majoritaires) ou de généralisation manuelle peuvent faire tendre ces cartes vers un zonage plus cohérent et plus compréhensible. Le zonage reste largement plus nuancé que celui de la carte experte. Ceci permet d'utiliser ces méthodes comme un complément à l'expertise pour appuyer, valider ou invalider certains choix.

Perspectives de recherche

Ce travail de recherche fut l'occasion d'investiguer un terrain d'étude mal connu sur le plan des mouvements de versant. La connaissance des phénomènes était très fragmentaire et les bases de données nécessaires à une approche cartographique préventive insuffisantes ou inexistantes. Un important effort d'investigation a donc été conduit afin de combler ces lacunes, mais malgré cet effort, les perspectives de recherche sont encore nombreuses, comme par exemple :

Caractérisation des phénomènes

La typologie des mouvements de versant apparaît bien calée, robuste. Cependant, les recherches sur le comportement et les conditions de déclenchement (relations niveau de nappe/pression interstitielle et comportement des matériaux) restent à l'état de résultats préliminaires. Il convient donc de poursuivre les travaux dans ce sens, notamment en approfondissant les investigations engagées sur les sites de référence afin de préciser le fonctionnement des processus. Des recherches doivent également être engagées sur la datation et l'évaluation des conditions de déclenchement de ces phénomènes de glissements anciens.

L'étude des formes de solifluxion menée au cours de ce travail permet de présumer de leur caractère hérité. Certaines zones montrent des signes d'activité supposée, mais leurs états d'activité actuelle restent difficiles à appréhender par une approche géomorphologique descriptive. Les outils disponibles de type GPS géodésique et LIDAR terrestre devraient permettre un suivi à haute résolution spatiale et temporelle de ces zones, afin de détecter leur éventuelle activité et d'en rechercher les causes.

Données et méthodes de cartographie

La cartographie de la susceptibilité à l'échelle régionale montre des résultats mitigés (surestimation) du fait notamment des données d'entrée insuffisantes. Dans ce contexte, la cartographie des formations superficielles apparaît comme une étape indispensable à la bonne conduite de la cartographie. Ainsi, il sera nécessaire d'engager la réflexion sur des moyens méthodologiques complémentaires à l'approche présentée dans ce travail, permettant une spatialisation plus rapide du manteau de formations superficielles des versants du *Pays d'Auge*, comme par exemple des prospections géophysiques couplées à des investigations géotechniques et géomorphologiques.

Pour la cartographie de la susceptibilité à l'échelle locale, les résultats sont globalement encourageants et ont permis de mieux cibler les données d'entrée nécessaires à l'obtention de cartes robustes. Trois pistes d'amélioration des procédures de cartographies apparaissent cependant nécessaires :

- (1) multiplier et étendre spatialement les sites de calage dans des environnements similaires, afin de vérifier le caractère systématique des résultats. Il est également fondamental d'intégrer dans les modèles une quantité plus importante de glissements afin d'améliorer la confiance statistique des résultats ;

- (2) tester l'apport de l'évaluation de la propagation des phénomènes avec des méthodes adaptées aux sites d'étude. Les différents essais engagés sur ce point (non présentés dans cette thèse) restent extrêmement décevants du fait du caractère totalement inadapté des modèles d'évaluation de la propagation pour les milieux de plateau ;
- (3) tester l'apport des modèles additifs généralisés (GAM) afin de contourner certaines limites théoriques d'application du modèle de régression logistique. Cette méthode a montré des résultats concluants dans la littérature, bien que le nombre de publications sur son application reste encore limité.

Passage vers l'aléa

La principale perspective de ce travail de thèse réside dans le passage de la susceptibilité vers l'aléa. **Ceci constitue la suite logique de la poursuite de ces travaux.** De ce point de vue, trois points fondamentaux sont à évoquer, dont certains sont déjà engagés mais encore insuffisamment aboutis :

- (1) Proposer des modèles de cartographie probabiliste de l'aléa combinant la cartographie de la susceptibilité avec une analyse de la fréquence et de la magnitude des phénomènes et une analyse des facteurs de déclenchement. Ces méthodes éprouvées principalement pour les milieux méditerranéens peuvent en effet être adaptées au cas du *Pays d'Auge*, comme l'ont montré nos recherches récentes (Fressard *et al.*, 2013).
- (2) Compléter et valider les résultats préliminaires obtenus sur les conditions de déclenchement des glissements par une modélisation à base physique à l'échelle du site instable (poids relatif des différents forçages). Ceci permettra de compléter les données disponibles sur les dates d'occurrence des phénomènes, et ainsi de préciser les seuils de déclenchement.
- (3) Prendre en compte les tendances des changements globaux annoncés, notamment sur la modification du régime des précipitations, pour améliorer les modèles cartographiques de prédiction des mouvements de versant. L'intégration de cette dimension prospective à l'analyse rétrospective constitue un enjeu important nécessitant d'être couplé aux modèles probabilistes de cartographie de l'aléa. En ce sens, les avancées récentes permettant l'intégration des différents scénarii de tendance d'évolution, à grande échelle, apparaissent comme un moyen intéressant de mieux estimer les périodes de retour des événements déclencheurs.

Références bibliographiques (392)

- Abrams, M., Bailey, B., Tsu, H. & Hato, M. (2010) The ASTER Global DEM. *Photogrammetric engineering and remote sensing*, **76** (4) : 344–348.
- Agasse, E. (2005) *Les crues de rivières en Basse-Normandie: expression d'un système hydrogéographique complexe en milieu tempéré océanique*. Thèse de doctorat de l'Université de Caen Basse-Normandie. 551p.
- Akgun, A. (2012) A comparison of landslide susceptibility maps produced by logistic regression, multi-criteria decision, and likelihood ratio methods: a case study at Izmir, Turkey. *Landslides*, **9** (1) : 93–106.
- Alcántara-Ayala, I. (2002) Geomorphology, natural hazards, vulnerability and prevention of natural disasters in developing countries. *Geomorphology*, **47** (2) : 107–124.
- Aleotti, P. & Chowdhury, R. (1999) Landslide hazard assessment: summary review and new perspectives. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, **58** (1) : 21–44.
- Allain, S. (2009) Approche socioécologique de la problématique des inondations dans l'estuaire de la Seine. *Rapport d'étude du groupe d'intérêt public Seine-Aval*. 46p.
- Allison, P.D. (2012) *Logistic regression using SAS: Theory and application*. SAS Institute.
- Amadesi, E. & Vianello, G. (1978) Nuova guida alla realizzazione di una carta della stabilità dei versanti. *Memorie Società Geologica Italiana*, **19** : 53–60.
- Antonini, G., Cardinali, M., Guzzetti, F., Reichenbach, P. & Sorrentino, A. (1993) Landslide hazard and risk assessment mapping of mountainous terrains—a case study from Kumaun Himalaya, India. *CNR Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche Publication n.*, **580** (2) : 237–246.
- 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 Science*, **2** (1/2) : 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** (2) : 153–166.
- Atkinson, P.M. & Massari, R. (1998) Generalised linear modelling of susceptibility to landsliding in the Central Apennines, Italy. *Computers & Geosciences*, **24** (4) : 373–385.
- Atkinson, P.M. & Massari, R. (2011) Autologistic modelling of susceptibility to landsliding in the Central Apennines, Italy. *Geomorphology*, **130** (1) : 55–64.
- Auger, P. & Mary, G. (1968) Glissements et coulées boueuses en Basse-Normandie : Rev. *Geographic Phys. et Geologic Dynam*, **10** : 213–224.
- Augier, C. & Flageollet, J.-C. (1992) Cartographie morphodynamique de la commune d'Enchatsrayes, Ubay, Alpes-de-Haute-Provence, et sa notice explicative. *Rapport interne, Université Louis Pasteur, Strasbourg*. 25 p. et une carte
- Auzet, A.V. & Ambroise, B. (1996) Soil creep dynamics, soil moisture and temperature conditions on a forested slope in the granitic Vosges Mountains, France. *Earth Surface Processes and Landforms*, **21** : 531–542.

- Avenard, J.-M. (1989) Sensibilité aux mouvements en masse (solifluxion). *Cahiers-ORSTOM. Pédologie*, **25** (1-2) : 119–129.
- Ayalew, L. & Yamagishi, H. (2005) The application of GIS-based logistic regression for landslide susceptibility mapping in the Kakuda-Yahiko Mountains, Central Japan. *Geomorphology*, **65** (1) : 15–31.
- Baddeley, A. & Turner, R. (2005) Spatstat : an R package for analyzing spatial point patterns. *Journal of statistical software*, **12** (6) : 1–42.
- Baeza, C. & Corominas, J. (2001) Assessment of shallow landslide susceptibility by means of multivariate statistical techniques. *Earth surface processes and landforms*, **26** (12) : 1251–1263.
- Bai, S., Lü, G., Wang, J., Zhou, P. & Ding, L. (2011) GIS-based rare events logistic regression for landslide-susceptibility mapping of Lianyungang, China. *Environmental Earth Sciences*, **62** (1) : 139–149.
- Bai, S.-B., Wang, J., Lü, G.-N., Zhou, P.-G., Hou, S.-S. & Xu, S.-N. (2010) GIS-based logistic regression for landslide susceptibility mapping of the Zhongxian segment in the Three Gorges area, China. *Geomorphology*, **115** (1) : 23–31.
- Baillargeon, S. (2005) *Le krigeage: revue de la théorie et application à l'interpolation spatiale de données de précipitations*. Mémoire de maîtrise de l'Université de Laval Québec. 137p.
- Ballais, J.-L., Maquaire, O. & Ballais, H. (1984) Esquisse d'une histoire des mouvements de terrain dans le Calvados depuis deux siècles. In : *Actes du Colloque "Mouvements de terrain", Documents du BRGM, N° 83, Ed. BRGM, Orléans*, pp. 476–483
- Ballantyne, C.K. & Harris, C. (1994) *The Periglaciation of Great Britain*. CUP Archive. 330p.
- Barnier, J. (2008) Tout ce que vous n'avez jamais voulu savoir sur le χ^2 sans jamais avoir eu envie de le demander. *Groupe de Recherche sur la Socialisation CNRS-UMR*, **5040** : 15.
- Beguiría, S. (2006) Changes in land cover and shallow landslide activity: A case study in the Spanish Pyrenees. *Geomorphology*, **74** (1) : 196–206.
- Beguiría, S. (2006) Validation and evaluation of predictive models in hazard assessment and risk management. *Natural Hazards*, **37** (3) : 315–329.
- Bentley, S.P. & Siddle, H.J. (1996) Landslide research in the South Wales coalfield. *Engineering geology*, **43** (1) : 65–80.
- Bertran, P. (2004) *Dépôts de pente continentaux: Dynamique et faciès. Quaternaire, Hors-Série* (1), 260p.
- Bertrand, J.R. (1967) *Le Pays d'Auge méridional. Formations superficielles et morphologie*. Mémoire de DESS de l'Université de Caen Basse-Normandie. 186p.
- Bievre, G., Jongmans, D., Winiarski, T. & Zumbo, V. (2012) Application of geophysical measurements for assessing the role of fissures in water infiltration within a clay landslide (Trièves area, French Alps). *Hydrological Processes*, **26** (14) : 2128–2142.
- Bivand, R. (2006) Implementing spatial data analysis software tools in R. *Geographical Analysis*, **38** (1) : 23–40.
- 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** (3) : 257–277.
- Bonham-Carter, G. (1994) *Geographic information systems for geoscientists: modelling with GIS*. Pergamon press. 416p.
- Bossard, M., Feranec, J. & Otahel, J. (2000) *CORINE land cover technical guide: Addendum 2000*. Technical report n°40, European Environment Agency Copenhagen. 105p.
- Braam, R.R., Weiss, E.E.J. & Burrough, P.A. (1987) Spatial and temporal analysis of mass movement using dendrochronology. *Catena*, **14** (6) : 573–584.
- Brabb, E., Malgot, J. & Mahr, T. (1979) Engineering geological mapping of the West Carpathian landslide areas. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology-Bulletin de l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur*, **19** (1) : 116–121.
- Brabb, E.E. (1984) Innovative approaches to landslide hazard and risk mapping. In : *IV International Symposium on Landslides* (1) : 307-323.
- Brardinoni, F., Slaymaker, O. & Hassan, M.A. (2003) Landslide inventory in a rugged forested watershed: a comparison between air-photo and field survey data. *Geomorphology*, **54** (3) : 179–196.

- Brenning, A. & Trombotto, D. (2006) Logistic regression modeling of rock glacier and glacier distribution: Topographic and climatic controls in the semi-arid Andes. *Geomorphology*, **81** (1) : 141–154.
- Brenning, A. (2005) Spatial prediction models for landslide hazards: review, comparison and evaluation. *Natural Hazards and Earth System Science*, **5** (6) : 853–862.
- Brenning, A. (2008) Statistical geocomputing combining R and SAGA: The example of landslide susceptibility analysis with generalized additive models. *SAGA—Seconds Out. Hamburger Beiträge zur Physischen Geographie und Landschaftsökologie*, **19** : 23–32.
- Bressoux, P. (2008) *Modélisation statistique appliquée aux sciences sociales*. De Boeck Supérieur. 464p.
- BRGM (1976) *Zones exposées à des risques liés aux mouvements du sous-sol*, carte Zermos: Trouville, Pont-l'Évêque (Calvados).
- Bromhead, E.N. & Ibsen, M.-L. (2004) Bedding-controlled coastal landslides in Southeast Britain between Axmouth and the Thames Estuary. *Landslides*, **1** (2) : 131–141.
- Brosseau, M. (2011) *Analyse géomorphologique de deux secteurs du Pays d'Auge (Calvados) soumis à des phénomènes de mouvements de terrain*. Mémoire de master 1 de l'Université de Caen Basse-Normandie. 135p.
- Brosseau, M., Fressard, M., Maquaire, O., Davison, R. & Thiery, Y. (2011) Analyse diachronique d'un versant soumis à des mouvements superficiels de type solifluxion (Les Forges de Clermont, Calvados, France). *Proceedings of the 'Journées Aléa Gravitaire', BRGM éditions, Strasbourg, France* : 191–196.
- Brunsdén, D. & Jones, D.K. (1972) The morphology of degraded landslide slopes in South West Dorset. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, **5** (3) : 205–222.
- Brunsdén, D. (1985) Landslide types, mechanisms, recognition, identification. In : *Landslides in the South Wales coalfield, edited by: Morgan, CS, Proceedings Symposium, April* : 1–3.
- Brunsdén, D. (1993) Mass movement; the research frontier and beyond: a geomorphological approach. *Geomorphology*, **7** (1) : 85–128.
- Brunsdén, D., Jones, D.K.C. & Arber, M.A. (1976) The Evolution of Landslide Slopes in Dorset. *Philosophical Transactions for the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences* : 605–631.
- Büttner, G., Feranec, J., Jaffrain, G., Steenmans, C., Gheorghe, A. & Lima, V. (2002) Corine land cover update 2000. *Technical guidelines. Copenhagen, Denmark: European Environment Agency* : 56p.
- Campy, M. & Macaire, J.J. (1989) *Géologie des formations superficielles: géodynamique-faciès-utilisation*. Masson. 433p.
- Cantat, O. & Brunet, L. (2001) Discontinuité géographique et particularités climatiques en Basse-Normandie. *Annales de Géographie*, **110** (622) : 579–596.
- Cantat, O. (2004) Les inondations d'origine climatique et hydrogéologique. Approche systémique et quadridimensionnelle. *L'information géographique*, **68** (1) : 63–70.
- Caron, A. (1972) *Formations superficielles et solifluxion dans le Vallon des Bottentuits (Calvados)*. Mémoire de maîtrise de l'Université de Caen Basse-Normandie. 117p.
- Carrara, A. (1983) Multivariate models for landslide hazard evaluation. *Journal of the International Association for Mathematical Geology*, **15** (3) : 403–426.
- Carrara, A. (1988) Drainage and divide networks derived from high-fidelity digital terrain models. *NATO ASI series. Series C, Mathematical and physical sciences*, **223** : 581–597.
- Carrara, A., Bitelli, G. & Carla, R. (1997) Comparison of techniques for generating digital terrain models from contour lines. *International Journal of Geographical Information Science*, **11** (5) : 451–473.
- Carrara, A., Cardinali, M., Detti, R., Guzzetti, F., Pasqui, V. & Reichenbach, P. (1991) GIS techniques and statistical models in evaluating landslide hazard. *Earth surface processes and landforms*, **16** (5) : 427–445.
- Carrara, A., Cardinali, M., Guzzetti, F. & Reichenbach, P. (1995) GIS technology in mapping landslide hazard. *Geographical Information Systems In Assessing Natural Hazards (Carrara A, Guzzetti F eds), Kluwer Academic Publisher, Dordrecht*, **5** : 135–176.
- Carrara, A., Catalano, E., Reali, C. & Sorriso-Valvo, M. (1979) Computer-assisted techniques for regional landslide evaluation. In : *Proceedings of Polish-Italian Seminar on Superficial Mass Movement in Mountain Regions, Szymbark* : 47–62.

- Cascini, L., Bonnard, C., Corominas, J., Jibson, R. & Montero-Olarte, J. (2005) Landslide hazard and risk zoning for urban planning and development. In *Hungr O, Fell R, Couture R, Eberhardt E (eds) Landslide risk management. Balkema* pp. 199–235.
- Castellanos Abella, E. (2008) Multi-scale landslide risk assessment in Cuba. *International Institute for Geo-information Science and Earth Observation, Enschede, The Netherlands*.
- Cervi, F., Berti, M., Borgatti, L., Ronchetti, F., Manenti, F. & Corsini, A. (2010) Comparing predictive capability of statistical and deterministic methods for landslide susceptibility mapping: a case study in the northern Apennines (Reggio Emilia Province, Italy). *Landslides*, **7** (4) : 433–444.
- Chacón, J., Irigaray, C., Fernandez, T. & El Hamdouni, R. (2006) Engineering geology maps: landslides and geographical information systems. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, **65** (4) : 341–411.
- Champetier de Ribes, G. (1987) La cartographie des mouvements de terrain, des ZERMOS aux PER. *Bull. Liaison Labo. P. et Ch., No. Spécial*, (150/151) : 10.
- Charpentier, A. (2013) Bootstrap et régression. Document en ligne, <http://freakonometrics.hypotheses.org> accès octobre, 2013.
- Chevalier, J. & Héryn, R. (1980) Le nord du Pays d'Auge, la gestion d'un espace rural en voie d'urbanisation. Publications de l'équipe de Recherches Géographiques sur la Production et la Consommation de l'Espace Touristique Littoral, **4** : 17–40.
- Chevalier, J. (1990) *Prise en compte des risques de mouvements de terrain dans l'urbanisme en Meurthe-et-Moselle, étude préliminaire : secteurs de Nancy, Pont à Mousson*. Editions du BRGM. 68p.
- Choi, J., Oh, H.-J., Lee, H.-J., Lee, C. & Lee, S. (2012) Combining landslide susceptibility maps obtained from frequency ratio, logistic regression, and artificial neural network models using ASTER images and GIS. *Engineering Geology*, **124** : 12–23.
- Chung, C.F., Fabbri, A.G. & Van Westen, C.J. (1995) Multivariate regression analysis for landslide hazard zonation. *Geographical information systems in assessing natural hazards. Kluwer, Dordrecht* : 107–133.
- Chung, C.J.F. & Fabbri, A.G. (2003) Validation of spatial prediction models for landslide hazard mapping. *Natural Hazards*, **30** (3) : 451–472.
- Claessens, L., Heuvelink, G.B.M., Schoorl, J.M. & Veldkamp, A. (2005) DEM resolution effects on shallow landslide hazard and soil redistribution modelling. *Earth Surface Processes and Landforms*, **30** (4) : 461–477.
- Commission de la carte géologique du monde, Sous-commission pour l'Europe (2005) *The 1 : 5 Million International Geological Map of Europe and Adjacent Areas-IGME 5000*. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe. 190p.
- Corominas, J. & Mavrouli, O. (2012) Comparison of landslide hazard and risk assessment practices in Europe. In: *EGU General Assembly Conference Abstracts*. p.8557.
- Corominas, J. & Moya, J. (2008) A review of assessing landslide frequency for hazard zoning purposes. *Engineering Geology*, **102** (3) : 193–213.
- Corominas, J., Copons, R., Vilaplana, J.M., Altimir, J. & Amigó, J. (2003) Integrated landslide susceptibility analysis and hazard assessment in the principality of Andorra. *Natural Hazards*, **30** (3) : 421–435.
- Costa, S., Delahaye, D., Freire-Diaz, S., Davidson, R., Laignel, B. & Di-Nocera, L. (2002) Quantification par analyse photogrammétrique du recul des falaises et des apports en galets corrélatifs (Haute-Normandie, France). In : *Colloque International Geomorphology : 'from Expert opinion to Modelling'*. 205–214.
- Costa, S., Lageat, Y., Hénaff, A., Delahaye, D. & Plessis, E. (2003) Origine de la variabilité spatiale du recul des falaises crayeuses du nord-ouest du Bassin de Paris. L'exemple du littoral haut-normand (France). *Hommes et Terres du Nord*, **1** : 22–31.
- Couëffé, R., Arnaud, L., Choutier, J., Leuret, P., Pasquet, V. & Hugot, V. (2005) Inventaire préliminaire des mouvements de terrain du département du Calvados (Basse-Normandie), rapport final. *Edition du BRGM*. 149p.
- Coutard, J., Helluin, M., Ozouf, J. & Pellerin, J. (1973) Carte des formations superficielles Bayeux-Courseulles 1/50000, Association Normande de Géographie de l'Université de Caen. *Bull Centre Géomorphologie, CNRS, Caen*, (1).

- Coutard, J., Helluin, M., Ozouf, J. & Pellerin, J. (1974) Carte des formations superficielles de Mézidon 1/50000, Association Normande de Géographie de l'Université de Caen. *Bull Centre Géomorphologie, CNRS, Caen*, (1).
- Coutard, J., Helluin, M., Pellerin, J. & Quinejure, E. (1971b) Carte géomorphologique de Caen 1/50000. *Centre Géomorphologie, CNRS, Caen et Association Normande de Géographie de l'Université de Caen*, (1).
- Cozeret, O. (1987) Les mouvements de terrain du secteur de Champillon-Disy - Hautvillers (Vallée de la Marne). *Travaux de l'institut de Géographie de Reims : Géomorphologie et risques Naturels*, **69-72** : 129–151.
- Crozier, M.J. (1986) *Landslides : causes, consequences and environment*. Croom Helm, Londres. 252p.
- Cruden, D.M. & Varnes, D.J. (1996) Landslide types and processes. *Landslides, Investigation and Mitigation* : 36–75.
- Dai, F.C. & Lee, C.F. (2001) Terrain-based mapping of landslide susceptibility using a geographical information system: a case study. *Canadian Geotechnical Journal*, **38** (5) : 911–923.
- Dangeard, L. (1951) *La Normandie - Géologie régionale de la France*. Herman, Paris. 214p.
- Davis, J.C. & Sampson, R.J. (2002) *Statistics and data analysis in geology*. John Wiley and Sons (WIE). 638p.
- Davison, A. C. & Hinkley, D.V. (1997) *Bootstrap methods and their application*. Cambridge University press. 594p.
- DDRM (2012) Dossier Départements les Risques Majeurs. 116p.
- Decatheaugrue, G. (1971) *Étude hydrologique du bassin-versant du Val Maheut et du vallon de St-André-d'Hébertot*. Mémoire de maîtrise de l'Université de Caen Basse-Normandie. 82p.
- Demir, G., Aytakin, M., Akgün, A., İkizler, S.B. & Tatar, O. (2013) A comparison of landslide susceptibility mapping of the eastern part of the North Anatolian Fault Zone (Turkey) by likelihood-frequency ratio and analytic hierarchy process methods. *Natural Hazards*, **65** (3) : 1481–1506.
- Demoulin, A. & Chung, C.J.. (2007) Mapping landslide susceptibility from small datasets: A case study in the Pays de Herve (E Belgium). *Geomorphology*, **89** (3-4) : 391–404.
- Demoulin, A. & Glade, T. (2004) Recent landslide activity in Manaihan, East Belgium. *Landslides*, **1** (4) : 305–310.
- Demoulin, A. & Pissart, A. (1999) Les Glissements de terrain du Pays de Herve. *In : Rapport public du Ministère de la Région Wallonne*. 99/42075
- 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** (5) : 795–805.
- Derruau, M. (1967) *Précis de géomorphologie*. Masson. 536p.
- Devkota, K.C., Regmi, A.D., Pourghasemi, H.R., Yoshida, K., Pradhan, B., Ryu, I.C., Dhital, M.R. & Althuwaynee, O.F. (2013) Landslide susceptibility mapping using certainty factor, index of entropy and logistic regression models in GIS and their comparison at Mugling–Narayanghat road section in Nepal Himalaya. *Natural Hazards*, **65** (1) : 135–165.
- Dewitte, O. (2006) *Cinématique des glissements de terrain et prédiction de leur réactivation: approche probabiliste dans la région d'Oudenaarde*. Thèse de doctorat de l'Université de Liège. 221p.
- 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** (1) : 11–22.
- Dewolf, Y. & Bourrié, G. (2008) *Les formations superficielles: genèse, typologie, classification, paysages et environnements, ressources et risques*. Ellipses, Paris. 798p.
- Dewolf, Y. (1965) *Intérêt et principes d'une cartographie des formations superficielles*. Association des publications de la Faculté des lettres et sciences humaines, Université de Caen. 183p.
- Dewolf, Y. (1971) Les formations superficielles et leur cartographie. *Serv. Doc. Cart. Geom., Mém. et Documents, ns*, **12** : 193–204.
- Dietrich, W.E. & Montgomery, D.R. (1998) SHALSTAB: a digital terrain model for mapping shallow landslide potential. *NCASI (National Council of the Paper Industry for Air and Stream Improvement) Technical Report*, **1998**.

- Flageollet, J.C. & Helluin, E. (1987) Morphological investigations of the sliding areas along the coast of Pays d'Auge, near Villerville, Normandy, France. In : *Proceedings of the 1st International Conference on Geomorphology* : 477–486.
- Flageollet, J.-C. (1989) *Les mouvements de terrain et leur prévention*. Masson, Paris. 284p.
- Flageollet, J.-C., Malet, J.-P. & Maquaire, O. (2000) The 3D structure of the Super-Sauze earthflow: a first stage towards modelling its behaviour. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, **25** (9) : 785–791.
- Florinsky, I.V. & Kuryakova, G.A. (2000) Determination of grid size for digital terrain modelling in landscape investigations—exemplified by soil moisture distribution at a micro-scale. *International Journal of Geographical Information Science*, **14** (8) : 815–832.
- Florinsky, I.V. (1998) Accuracy of local topographic variables derived from digital elevation models. *International Journal of Geographical Information Science*, **12** (1) : 47–62.
- Foster, C., Jenkins, G.O. & Gibson, A. (2007) Landslides and mass movement processes and their distribution in the York District (Sheet 63). *British Geological Survey open reports*.
- French, H.M. (1976) *The periglacial environment*. Wiley, Londres. 283p.
- Fressard, M. (2008) *Le glissement de terrain du Laval. Morphologie - Evolution - Cartographie*. Mémoire de master 1 de l'Université de Caen Basse-Normandie. 155p.
- Fressard, M., Maquaire, O., Malet, J.P., Klotz, S. & Grandjean, G. (2009) Morpho-structure and triggering conditions of the Laval landslide developed in clay-shales, Draix catchment (South French Alps). *JP Malet, AR and Bogaard, T., editors, Landslide processes. From geomorphologic mapping to dynamic modeling* : 107–110.
- Fressard, M. (2009) *Morphodynamique des versants du Pays d'Auge continental: fonctionnement, héritages et risques associés*. Mémoire de master 2 de l'Université de Caen Basse-Normandie. 125p.
- Fressard, M., Thiery, Y. & Maquaire, O. (2010) First attempt of landslide susceptibility assessment in the hilly valleys of the Pays d'Auge plateau (Normandy, France). In : *J.P. Malet, T. Glade, N. Casagli (Eds.) Mountain risks: bring science to society, CERG editions, Firenze, 2010* : 95-100.
- Fressard, M., Thiery, Y. & Maquaire, O. (2011) Cartographie de la susceptibilité par régression logistique. Quelles données retenir pour le 1/10.000ème? In : *Journées 'Aléa gravitaire' – BRGM, Strasbourg*. pp. 199–205.
- Fressard, M., Thiery, Y. & Maquaire, O. (2013) Which data for quantitative landslide susceptibility mapping at operational scale? Case study of the Pays d'Auge plateau hillslopes (Normandy, France). *Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss.*, (1) : 1285–1317
- Fressard, M., Thiery, Y. & Maquaire, O. (2013) Cartographie de la susceptibilité aux glissements de terrain dans la partie continentale du Pays d'Auge (Normandie). Approche à échelle régionale par régression logistique adaptée aux événements rares. *Troisième Journées Aléas Gravitaires. Grenoble, France*, actes de colloque en ligne.
- Fressard, M., Thiery, Y. & Maquaire, O. (2013) Quantitative landslide hazard assessment in the hilly valleys of the Pays d'Auge plateau. *8th International Conference (IAG) on geomorphology, Abstracts volume* : p.665.
- Galli, M., Ardizzone, F., Cardinali, M., Guzzetti, F. & Reichenbach, P. (2008) Comparing landslide inventory maps. *Geomorphology*, **94** (3) : 268–289.
- Gares, P.A., Sherman, D.J. & Nordstrom, K.F. (1994) Geomorphology and natural hazards. *Geomorphology*, **10** (1) : 1–18.
- Garry, G. & Decaillet, P. (1987) La représentation cartographique des risques naturels. *Bulletin LPC*, **150-151** : 20–28
- Garry, G. (1995) Cartographie et prévention des risques naturels en France. In: *Barcelone, 17e Conférence Cartographique Internationale* : 146–147.
- George, T.N., Pringle, J. & London, E. (1970) *British Regional Geology: South Wales*. HM Stationery Office.
- Gibbard, P. & Cohen, K.M. (2008) Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. *Episodes*, **31** (2) : 243.
- Gibson, A.D., Culshaw, M.G., Dashwood, C. & Pennington, C.V.L. (2013) Landslide management in the UK—the problem of managing hazards in a 'low-risk' environment. *Landslides*, **10** (5) : 599–610

- Glade, T. & Crozier, M.J. (2005) A review of scale dependency in landslide hazard and risk analysis. In : Glade, T., Anderson, M. G., Crozier, M. (eds), *Landslide hazard and risk* : 75–138.
- Gonçalves, G.R. (1999) *Qualités requises en modélisation numérique du relief : étude de l'équivalence entre modèle cartographique et modèle numérique*. Thèse de doctorat de l'Université de Marne-la-Vallée. 95p.
- Govers, G. & Poesen, J. (1998) Field experiments on the transport of rock fragments by animal trampling on scree slopes. *Geomorphology*, **23** (2) : 193–203.
- Grandjean, G., Malet, J.-P., Bitri, A. & Méric, O. (2007) Geophysical data fusion by fuzzy logic for imaging the mechanical behaviour of mudslides. *Bulletin de la société géologique de France*, **178** (2): 127–136.
- Grandjean, G., Pernetier, C., Bitri, A., Méric, O. & Malet, J.-P. (2006) 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). *Comptes Rendus Geoscience*, **338** (9) : 587–595.
- Grunert, J. & Hardenbicker, U. (1997) The frequency of landsliding in the North Rhine area and possible climatic implications. *Paläoklimaforschung (Europ. Sci. Found)* : 159–170.
- Grunert, J. & Hess, S. (2010) The upper middle Rhine valley as a risk area. *Natural hazards*, **55** (3) : 577–597.
- Guérard, C. (1971) *Morphologie et solifluxion: Vallon des Bottentuits*. Mémoire de maîtrise de l'Université de Caen Basse-Normandie. 84p.
- Guérémy, P. & Marre, A. (1996) Une nouvelle méthode de cartographie géomorphologique applicable aux aléas naturels. *Travaux de l'Institut de Géographie de Reims*, (93-94) : 5–40.
- Guérémy, P. & Vejux, V. (1987) Mouvements de terrain successifs : les glissements de terrain et les coulées successives du versant sud de la montagne d'Avize. *Travaux de l'institut de Géographie de Reims: Géomorphologie et risques Naturels*, (69-72) : 113–127.
- Guns, M. & Vanacker, V. (2012) Logistic regression applied to natural hazards: rare event logistic regression with replications. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci*, **12** : 1937–1947.
- Günther, A., Reichenbach, P., Malet, J.-P., Van Den Eeckhaut, M., Hervás, J., Dashwood, C. & Guzzetti, F. (2013) Tier-based approaches for landslide susceptibility assessment in Europe. *Landslides* (**10**) : 529-546
- Gustavsson, M. (2006) *Development of a detailed geomorphological mapping system and GIS geodatabase in Sweden*. Uppsala University. 36p.
- Gustavsson, M., Seijmonsbergen, A.C. & Kolstrup, E. (2008) Structure and contents of a new geomorphological GIS database linked to a geomorphological map—With an example from Liden, central Sweden. *Geomorphology*, **95** (3) : 335–349.
- Guyader, J., Payren, C., Viallefond, L. & Juignet, P. (1970a) Carte géologique de la France (1/50.000), feuille du Havre (97).
- Guyader, J., Payren, C., Viallefond, L. & Juignet, P. (1970b) *Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50.000), feuille du Havre (97)*. Editions du BRGM.
- Guzzetti, F. (2000) Landslide fatalities and the evaluation of landslide risk in Italy. *Engineering Geology*, **58** (2) : 89–107.
- Guzzetti, F. (2006) *Landslide hazard and risk assessment*. Universitäts und Landesbibliothek Bonn. 373p.
- Guzzetti, F., Cardinali, M. & Reichenbach, P. (1994) The AVI Project : A bibliographical and archive inventory of landslides and floods in Italy. *Environmental Management*, **18** (4) : 623–633.
- Guzzetti, F., Cardinali, M., Reichenbach, P. & Carrara, A. (2000) Comparing landslide maps : A case study in the upper Tiber River Basin, central Italy. *Environmental Management*, **25** (3) : 247–263.
- Guzzetti, F., Carrara, A., Cardinali, M. & Reichenbach, P. (1999a) Landslide hazard evaluation : a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy. *Geomorphology*, **31** (1) : 181–216.
- Guzzetti, F., Carrara, A., Cardinali, M., Reichenbach, P., Galli, M. & Ardizzone, F. (1999b) Landslide hazard evaluation: an aid to a sustainable development. *Geomorphology*, **31** : 181–216.
- 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** (1) : 42–66.

- Guzzetti, F., Reichenbach, P., Ardizzone, F., Cardinali, M. & Galli, M. (2006) Estimating the quality of landslide susceptibility models. *Geomorphology*, **81** (1-2) : 166–184.
- Guzzetti, F., Reichenbach, P., Cardinali, M., Ardizzone, F. & Galli, M. (2003) The impact of landslides in the Umbria region, central Italy. *Natural Hazards and Earth System Science*, **3** (5) : 469–486.
- Guzzetti, F., Reichenbach, P., Cardinali, M., Galli, M. & Ardizzone, F. (2005) Probabilistic landslide hazard assessment at the basin scale. *Geomorphology*, **72** (1) : 272–299.
- Helluin, E. & Helluin, M. (1972) Les terrains du Pays d'Auge et les travaux d'aménagement. *Cahier de géographie de Caen, numéro spécial le Pays d'Auge* : 29–34.
- Helluin, E. (1988) Les mouvements de terrain de février 1988 dans le Calvados. *Cahiers du CREGEPE, Risques naturels et analyses pour une prévision, l'hiver 1987-1988 en Basse-Normandie* : 8–9.
- Hengl, T. & Reuter, H. (2011) How accurate and usable is GDEM? A statistical assessment of GDEM using LiDAR data. In : *Geomorphometry 2011, edited by T. Hengl, I. S. Evans, J. P. Wilson and M. Gould*. pp. 45–48.
- Hengl, T. (2006) Finding the right pixel size. *Computers & Geosciences*, **32** (9) : 1283–1298.
- Hengl, T., Gruber, S. & Shrestha, D.P. (2003) Digital terrain analysis in ILWIS. *International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation Enschede, The Netherlands*, **62**.
- Hervás, J. (2007) Guidelines for mapping areas at risk of landslides in Europe. In: *Proceedings experts meeting*. pp.23–24.
- Hijmans, R.J. & van Etten, J. (2010) *Raster : Geographic analysis and modeling with raster data*. R package version, **1** (2) : 948.
- Hofierka, J., Mitášová, H. & Neteler, M. (2009) Geomorphometry in GRASS GIS. *Developments in Soil Science*, **33** : 387–410.
- Hosmer, D.W. & Lemeshow, S. (1989) Applied regression analysis. *John Wiley, New York*. 337p.
- Houari, A. (1996) *Le modèle marno-calcaire du bassin de la Dives à partir de la région clé de Livarot (Pays d'Auge-Normandie)*. Thèse de l'université de Caen Basse-Normandie. 352p.
- Humbert, M. (1977) La cartographie en France des zones exposées à des risques liés aux mouvements du sol—Cartes zermos. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology-Bulletin de l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur*, **16** (1) : 80–82.
- Hutchinson, J.N. & Bromhead, E.N. (2002) Keynote paper Isle of Wight landslides. In: *Instability planning and management seeking sustainable solutions to ground movement problems Proceedings of the International Conference organised by the Centre for the Coastal Environment Isle of Wight Council, Ventnor (Isle of Wight)*. Thomas Telford, London : 3–70.
- Hutchinson, J.N. & Chandler, M.P. (1991) A preliminary landslide hazard zonation of the undercliff of the Isle of Wight. *Slope stability engineering. Developments and applications*. Thomas Telford, London : 197–206.
- Hutchinson, J.N. (1969) A reconsideration of the coastal landslides at Folkestone Warren, Kent. *Geotechnique*, **19** (1) : 6–38.
- Hutchinson, J.N. (1989) General report : morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. In : *Proc 5th International Symposium on Landslides, Lausanne* : 3–35.
- Hutchinson, J.N., Bromhead, E.N. & Chandler, M.P. (1991) Investigations of the landslides at St Catherine's Point, Isle of Wight. *Slope stability engineering—developments and applications*. Thomas Telford, London : 169–179.
- Hutchinson, M.F. & Gallant, J.C. (2000) Digital elevation models and representation of terrain shape. *Terrain analysis: principles and applications* : 29–49.
- Hutchinson, M.F. (1989) A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits. *Journal of Hydrology*, **106** (3) : 211–232.
- Hutchinson, M.F. (1996) A locally adaptive approach to the interpolation of digital elevation models. In: *Proceedings, Third International Conference/Workshop on Integrating GIS and Environmental Modeling* : 21–26.
- Hutchinson, M.F., Xu, T. & Stein, J.A. (2011) Recent progress in the ANUDEM elevation gridding procedure. *Geomorphometry 2011*. 4p.

- Ibsen, M.-L. & Brunnsden, D. (1996) The nature, use and problems of historical archives for the temporal occurrence of landslides, with specific reference to the south coast of Britain, Ventnor, Isle of Wight. *Geomorphology*, **15** (3) : 241–258.
- IGN (1998) BDAlti - Descriptif technique. *Publications en ligne de L'IGN*. 22p.
- Imai, K., King, G. & Lau, O. (2009) *Zelig : Everyone's statistical software*. R package version, **3** (5).
- Jaiswal, P., van Westen, C.J. & Jetten, V. (2010) Quantitative landslide hazard assessment along a transportation corridor in southern India. *Engineering geology*, **116** (3) : 236–250.
- Jauffret, D. (1984) *Géologie des bassins versants et régime de tarissement et d'étiage des cours d'eau de Basse Normandie: application à une évaluation des ressources en eau souterraine (Massif armoricain et bassin parisien)*. Thèse de l'Université d'Orléans. 485p.
- Jenkins, G.O. & Booth, K. (2008) *Landslide nature and distribution on the Derby 1 : 50k geological sheet*. British Geological Survey, Nottingham. 13p.
- Joly, F. (1997) *Glossaire de géomorphologie: base de données sémiologiques pour la cartographie*. Armand Colin, Paris. 325p.
- Jones, D.K. & Lee, E.M. (1994) *Landsliding in Great Britain*. Stationery Office Books (TSO). HMSO, Londres. 361p.
- Jongmans, D. & Garambois, S. (2007) Geophysical investigation of landslides: a review. *Bulletin de la Société géologique de France*, **178** (2) : 101–112.
- Journaux, A. (1971) Formations superficielles et dynamique des versants dans le Pays d'Auge in *Réunion de la commission d'études des formations superficielles et de la dynamique des versants du comité national de géographie* : 27p.
- Journaux, A., Coutard, J., Helluin, M., Ozouf, J. & Pellerin, J. (1981) la carte des formations superficielles et ses applications à l'aménagement régional. *Bulletin de l'AFEQ*, **18** (1) : 13–19.
- Juignet, P., Pannetier, J. & Payren, C. (1967) Sur la présence du Turonien dans la vallée de la Touques entre Pont-l'Évêque et Coquainvillers et sur quelques exemples spectaculaires de glissement en masse. *Bulletin de la société linnéenne de Normandie*, **8** (2) : 213–224.
- Kanungo, D.P., Arora, M.K., Sarkar, S. & Gupta, R.P. (2012) Landslide Susceptibility Zonation (LSZ) Mapping : a review. *Journal of South Asia Disaster Studies* **2** (1) : 81–105
- Keeper, D.K. (1984) Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin*, **95** (4) : 406–421.
- Kemp, L., Bonham-Carter, G.F., Raines, G.L. & Looney, C.G. (2001) Arc-SDM and DataXplore-spatial data modeler for Arcview and Spatial Analyst. *User Guide*.
- Kienholz, H. (1978) Maps of geomorphology and natural hazards of Grindelwald, Switzerland : scale 1 : 10,000. *Arctic and Alpine Research*, **10** (2): 169–184.
- King, G. & Zeng, L. (2001) Logistic regression in rare events data. *Political analysis*, **9** (2) : 137–163.
- Klein, C. (1975) *Massif armoricain et bassin parisien: contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires: Normandie, Maine, Anjou, Touraine, Poitou septentrional et contrées adjacentes*. Fondation Baulig. Orphis, Paris. 882p.
- Korup, O. (2005) Distribution of landslides in southwest New Zealand. *Landslides*, **2** (1) : 43–51.
- Krahn, J. (2004). Stability modeling with Slope/W. *An Engineering Methodology*. Calgary, Canada, *Geo-Slope/W international LTD*. 408p.
- Laignel, B., Quesnel, F., Lecoustumer, M.-N. & Meyer, R. (1998) Variabilité du cortège argileux des formations résiduelles à silex de l'Ouest du bassin de Paris. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, **326** (7) : 467–472.
- Lasko, T.A., Bhagwat, J.G., Zou, K.H. & Ohno-Machado, L. (2005) The use of receiver operating characteristic curves in biomedical informatics. *Journal of biomedical informatics*, **38** (5) : 404–415.
- Lautridou, J.P. (1970) Stratigraphie du Quaternaire de Normandie et du Bassin Parisien. *Problèmes de Stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes, Coll, Dijon* : 180–189.
- Lautridou, J.P. (1983) The Quaternary of Normandy. *Bull. Centre de Géomorphologie de Caen*, **26** : 1-68.
- Lautridou, J.-P. (1984) *Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie*. Thèse de doctorat d'Etat. Université de Caen. 908p.
- Lee, S., Choi, J. & Min, K. (2002) Landslide susceptibility analysis and verification using the Bayesian probability model. *Environmental Geology*, **43** (1-2) : 120–131.

- Lee, S., Ryu, J.-H. & Kim, I.-S. (2007) Landslide susceptibility analysis and its verification using likelihood ratio, logistic regression, and artificial neural network models : case study of Youngin, Korea. *Landslides*, 4 (4) : 327–338.
- Lee, S., Ryu, J.-H., Min, K. & Won, J.-S. (2003) Landslide susceptibility analysis using GIS and artificial neural network. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28 (12) : 1361–1376.
- Lee, S., Ryu, J.-H., Won, J.-S. & Park, H.-J. (2004) Determination and application of the weights for landslide susceptibility mapping using an artificial neural network. *Engineering Geology*, 71 (3) : 289–302.
- Leroueil, S., Vaunat, J., Picarelli, L., Locat, J., Lee, H. & Faure, R. (1996) Geotechnical characterization of slope movements. In : *Proceedings of the 7th International Symposium on Landslides, Trondheim, Norway* : 53–74.
- Letouzé, A. (1993) *Les carrières de Caen: Risques et contraintes sur l'environnement urbain*. Mémoire de maîtrise de l'Université de Caen Basse-Normandie. 127p.
- Lewin-Koh, N.J., Bivand, R., Pebesma, E.J., Archer, E., Baddeley, A., Bibiko, H.J., Dray, S., Forrest, D., Friendly, M. & Giraudoux, P. (2011) Maptools: Tools for reading and handling spatial objects. *R package version 0.8-10*, <http://CRAN.R-project.org/package=maptools>. Accès octobre 2013.
- Li, X., Baker, A.B. & Hutt, T. (2002) Accuracy of airborne IFSAR mapping. In: *Proceedings of the American Society of Photogrammetry and Remote Sensing, XXII International Congress, Washington, USA*. Citeseer.
- Lissak, C. (2012) *Les glissements de terrain des versants côtiers du Pays d'Auge (Calvados) : Morphologie, fonctionnement et gestion du risque*. Thèse de l'Université de Caen Basse-Normandie. 316p.
- Lissak, C., Malet, J.P. & Maquaire, O. (2009b) Hydrological concept of the Villerville-Cricqueboeuf landslides (Normandy coast, France) : inferences from 20 years of groundwater observations and from geophysical investigation. In : *EGU General Assembly Conference Abstracts*. p.10389.
- Lissak, C., Maquaire, O. & Malet, J.P. (2009a) Role of hydrological process in landslide occurrence : Villerville-Cricqueboeuf landslides (Normandy coast, France). In: *Proceedings of the International Conference on Landslide Processes : from geomorphologic mapping to dynamic modelling, Strasbourg, CERG Editions* : 175–180.
- Lissak, C., Maquaire, O., Malet, J.-P., Gomez, C. & Lavigne, F. (2010) A multi-technique approach for characterizing the geomorphological evolution of a Villerville-Cricqueboeuf coastal landslide (Normandy, France). In: *EGU General Assembly Conference Abstracts*. p.7866.
- Long, N.T. (2008) *Landslide susceptibility mapping of the mountainous area in a Luoi district Thua Thien Hue province, Vietnam*. Thèse de doctorat de l'Université de Bruxelles. 255p.
- Lopez-Saez, J. (2011) *Reconstruction de l'activité des glissements de terrain au moyen d'une approche dendrogéomorphologique (Moyenne vallée de l'Ubaye, Alpes de Haute Provence)*. Thèse de doctorat de l'Université de Grenoble. 374p.
- Magliulo, P., Di Lisio, A. & Russo, F. (2009) Comparison of GIS-based methodologies for the landslide susceptibility assessment. *Geoinformatica*, 13 (3) : 253–265.
- Mahieu, J.L. & Guillope, P. (1976) *Carte ZERMOS, zones exposées à des risques liés aux mouvements du sol et du sous-sol 1:25,000 : région de Trouville-Pont-L'Évêque (Calvados)*.
- Mahieu, J.L., Guillope, P. & Hernandez, F. (1977) Localisation de zones instables pour l'établissement d'une carte ZERMOS. Une méthode de levé 'géodynamique' dans le Calvados. *Bulletin de Liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussées*, 88: 61–66.
- Maire, C., Datcu, M. & Audenino, P. (2003) SAR DEM filtering by mean of Bayesian and multi-scale, nonstationary methods. In : *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2003. IGARSS'03. Proceedings. 2003 IEEE International*. IEEE, pp.3916–3918.
- Malamud, B.D., Turcotte, D.L., Guzzetti, F. & Reichenbach, P. (2004) Landslide inventories and their statistical properties. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29 (6) : 687–711.
- Malet, J.P., Puissant, A., Mathieu, A., Van de M. & Fressard, M. (2011) Integrating spatial multi-criteria evaluation and expert knowledge for national-scale landslide susceptibility analysis: application to France. *Landslide Science and Practice* (1) : 303–311.
- Malet, J.P. & Maquaire, O. (2008) Risk assessment methods of landslides. *Ramsoil, risk assessment methodologies for soil threats, Sixth Framework Programme, Project Report 2.2*. 29p.

- Malet, J.P. (2003) Les 'glissements de type écoulement' dans les marnes noires des Alpes du Sud. Morphologie, fonctionnement et modélisation hydro-mécanique. Thèse de doctorat de l'Université de Strasbourg. 355p.
- Malet, J.P., Thiery, Y., Hervás, J., Günther, A., Puissant, A. & Grandjean, G. (2009) Landslide susceptibility mapping at 1: 1M scale over France: exploratory results with a heuristic model. In: *Proc. Int. conference on landslide processes: from geomorphologic mapping to dynamic modelling, A tribute to Prof. Dr. Theo van Asch* : 6–7.
- Maneuvrier, C. (2000) *Paysages et sociétés rurales au moyen-âge: le Pays d'Auge jusqu'à la fin du XIIIe siècle*. Thèse de doctorat de l'Université de Caen Basse-Normandie, 3 vol. 571 p. + 111 fig. et 15 tabl. + 79 p. (dactyl.)
- Maquaire, O. & Gigot, P. (1988) Reconnaissance par sismique réfraction de la décompression et de l'instabilité des falaises vives du Bessin (Normandie, France). *Geodinamica Acta (Paris)*, **2** (3): 150–159.
- Maquaire, O. & Malet, J.P. (2006) Shallow landsliding. In : *Boardmann, J. Poesen, J., (eds.) Soil Erosion in Europe, Willey, Chapitre 2.8* : 583–598.
- Maquaire, O. (1983) *Instabilité et recul du littoral entre Port-en-Bessin et le chaos de Longues-sur-mer: le glissement du Bouffay (5 août 1981)*. Mémoire de maîtrise de l'Université de Caen Basse-Normandie. 154p.
- Maquaire, O. (1990) *Les mouvements de terrain de la côte du Calvados: recherche et prévention*. Editions du BRGM. 431p.
- Maquaire, O. (1997) The frequency of landslides on the Normandy coast and their behaviour during the present climatic regime. *Paleoclimate research, special issue, paleoclimate and man*, **19** : 183–195.
- Maquaire, O. (2000) Effects of groundwater on the Villerville-Cricqueboeuf landslide. Sixteen years of survey (Calvados, France). In: *Landslide in Research, Theory and Practice. Proc. 8th Int. Symp. On landslides*. Vol. 2 : 1005–1010.
- Maquaire, O. (2002) *Aléas géomorphologiques (mouvements de terrain): - processus, fonctionnement, cartographie*. Mémoire d'habilitation à diriger des recherches de l'Université Louis Pasteur - Strasbourg. 219p.
- Maquaire, O., Afchain, P., Launay, A., Costa, S., Lissak, C., Fressard, M., Letortu, P., Davidson, R. & Thiery, Y. (2013) Evolution à long terme des falaises des 'Vaches Noires' et occurrence des glissements (Calvados, Basse-Normandie, France). *Troisième Journées Aléas Gravitaires. Grenoble, France*, actes de colloque en ligne.
- Maquaire, O., Flageollet, J.-C., Malet, J.-P., Schmutz, M., Weber, D., Klotz, S., Albouy, Y., Descloîtres, M., Dietrich, M. & Guérin, R. (2001) Une approche multidisciplinaire pour la connaissance d'un glissement-coulée dans les marnes noires du Callovien-Oxfordien:(Super-Sauze, Alpes-de-Haute-Provence, France). *Revue française de géotechnique*, (95-96): 15–31.
- Maquaire, O., Gigot, P. & Ballais, J.-L. (1984) *Etude du glissement du Bouffay (5 août 1981): réflexions en vue de la prévision et de la prévention*. Edition du BRGM. 29–40.
- Maquaire, O., Malet, J.-P., Rematre, A., Locat, J., Klotz, S. & Guillon, J. (2003) Instability conditions of marly hillslopes: towards landsliding or gullying? The case of the Barcelonnette Basin, South East France. *Engineering Geology*, **70** (1): 109–130.
- Maquaire, O., Ritzenthaler, A., Fabre, D., Ambroise, B., Thiery, Y., Truchet, E., Malet, J.-P. & Monnet, J. (2002) Caractérisation des profils de formations superficielles par pénétrométrie dynamique à énergie variable: application aux marnes noires de Draix (Alpes-de-Haute-Provence, France). *Comptes Rendus Geoscience*, **334** (11): 835–841.
- Marchesini, I., Rossi, M., Alvioli, M., Santangelo, M., Cardinali, M., Reichenbach, P., Ardizzone, F., Fiorucci, F., Balducci, V. & Mondini, A.C. (2012) WPS tools to support geological and geomorphological mapping. In: *Open Source Geospatial Research and Education Symposium, Yverdon-les-Bains, Switzerland*, <http://www.ogrs2012.org/>
- Mare, A. (1987) Le mouvement de terrain du 23/08/86 à Rilly-la-Montagne (51), Naissance et évolution. *Travaux de l'institut de Géographie de Reims: Géomorphologie et risques Naturels*, (69-72): 95–111.
- Marie, M. (2009) *Des pratiques des agriculteurs à la production de paysage de bocage. Étude comparée des dynamiques et des logiques d'organisation spatiale des systèmes agricoles laitiers en Europe (Basse-Normandie, Galice, Sud de l'Angleterre)*. Thèse de doctorat de l'Université de Caen Basse-Normandie. 513p.

- Marjanović, M., Kovačević, M., Bajat, B. & Voženilek, V. (2011) Landslide susceptibility assessment using SVM machine learning algorithm. *Engineering Geology*, **123** (3): 225–234.
- Marques, F., Matildes, R. & Redweik, P. (2011) Statistically based sea cliff instability hazard assessment of Burgau-Lagos coastal section (Algarve, Portugal). In: *Journal of Coastal Research, SI 64 (Proceedings of the 11th International Coastal Symposium)* pp.927–931.
- Masson, M. (1976) Influence des héritages périglaciaires sur l'instabilité des pentes naturelles. Application à la Normandie. *Bull. Liaison Labo. P. et Ch., No. Spécial*, **11**: 77–89.
- MATE & METL (1999) *Plans de prévention des risques naturels, PPR, risques de mouvements de terrain: guide méthodologique*. La Documentation française. 71p.
- McBratney, A.B., Mendonça Santos, M.L. & Minasny, B. (2003) On digital soil mapping. *Geoderma*, **117** (1): 3–52.
- McCalpin, J. & Rice Jr, J.B. (1987) Spatial and temporal analysis of 1200 landslides in a 900km² area, middle rocky mountains, Wyoming, USA. *Proceedings of the International Conference and Field Workshop on Landslides*. 137–146.
- McCalpin, J. (1984) Preliminary age classification of landslides for inventory mapping. *21st Annual Symposium on Engineering Geology and Soil Engineering*. April 5-6, 1984. Pocatello, Idaho. 13p.
- Ménillet, F., Bourdillon, C., Fauconnier, D., Houari, A., Langevin, C., Hérard, B. & Béguin, P. (1999b) *Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50.000), feuille de Livarot (147)*. Editions.
- Ménillet, F., Gonzalès, G., Kuntz, G., Rioult, M., Havlicek, P. & Lebret, P. (1994a) Carte géologique de la France (1/50.000), feuille de Vimoutiers (177).
- Ménillet, F., Houari, A. & Reynes, J. (1999a) Carte géologique de la France (1/50.000), feuille de Livarot (147).
- Ménillet, F., Rioult, M., Havlicek, P., Leconte, A., Monciardini, C. & Pascaud, P. (1994b) *Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50.000), feuille de Vimoutiers (177)*. Editions du BRGM.
- Mercer, B. (2004) DEMs created from airborne IFSAR—an update. *International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing*, **35** (part B). 12–23.
- Mercier, D., Maquaire, O., Suanez, S., Costa, S., Vinet, F., Lissak, C., Fressard, M. & Thiery, Y. (2013) Géomorphologie et risques naturels. *Géomorphologie de la France*: 173–186.
- Metz, C.E. (1978) Basic principles of ROC analysis. In: *Seminars in nuclear medicine*. Elsevier, **8** (4) :283–298.
- Mirgon, C. (2002) Base de Données 'Mouvements de Terrain'(BDMVT). *GEOLOGUES-PARIS*:- 85–86.
- Mirgon, C. (2012) Une base nationale pour les mouvements de terrain: la BDMvt. *Documents de la société géologique de France*, **69**: 3p.
- Montgomery, D.R. & Dietrich, W.E. (1994) A physically based model for the topographic control on shallow landsliding. *Water resources research*, **30** (4): 1153–1171.
- Morgenstern, N.R. (1992) Keynote paper: The role of analysis in the evaluation of slope stability. In: *Proceedings of the 6th International Symposium of Landslides. Balkema, Christchurch*. pp.1615–1629.
- Morgenstern, N. R., & Sangrey, D. A. (1978). Methods of stability analysis. *Transportation Research Board Special Report*, (176).
- Nandi, A. & Shakoor, A. (2010) A GIS-based landslide susceptibility evaluation using bivariate and multivariate statistical analyses. *Engineering Geology*, **110** (1): 11–20.
- Nefeslioglu, H.A., Sezer, E., Gokceoglu, C., Bozkir, A.S. & Duman, T.Y. (2010) Assessment of landslide susceptibility by decision trees in the metropolitan area of Istanbul, Turkey. *Mathematical Problems in Engineering*. Volume 2010, Article ID901095. 15p.
- 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** (1): 12–24.
- Neumayer, E. & Barthel, F. (2011) Normalizing economic loss from natural disasters: a global analysis. *Global Environmental Change*, **21** (1): 13–24.
- Nijmeijer, R., de Haas, A., Dost, R.J.J. & Budde, P.E. (2001) Ilwis 3.0 academic user's guide. *International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation, Enschede*. 530p.
- Odent, B. (2006) Inventaire départemental des mouvements de terrain de la Côte d'Or, Rapport final. *Edition du BRGM*. 80p.

- Oh, H.J., Lee, S. & Soedradjat, G.M. (2010) Quantitative landslide susceptibility mapping at Pemalang area, Indonesia. *Environmental Earth Sciences*, **60** (6): 1317–1328.
- Ost, L., Van Den Eeckhaut, M., PoEsEN, J. & Vanmaercke-Gottigny, M.-C. (2003) Characteristics and spatial distribution of large landslides in the Flemish Ardennes (Belgium). *Zeitschrift für Geomorphologie*, **47** (3): 329–350.
- Pack, R.T., Tarboton, D.G. & Goodwin, C.N. (1998) The SINMAP approach to terrain stability mapping. In: *8th congress of the international association of engineering geology, Vancouver, British Columbia, Canada* : 21–25.
- Pack, R.T., Tarboton, D.G. & Goodwin, C.N. (1999) GIS-based landslide susceptibility mapping with SINMAP. In: *Proceedings of the 34th Symposium on Engineering Geology and Geotechnical Engineering, JA Bay (eds)* : 219–231.
- Pannet, P., Thollon, O., Lechat, K. & Sshroetter, J.. (2012) Analyse critique de la carte de prédisposition aux risques de mouvements de terrain réalisée par la Dréal de Basse-Normandie. Tranche 1: Cartographie de l'aléa chute de blocs à Cherbourg-Octeville, Saint-Lô et Vire. *Edition du BRGM, Rapport public*: 158p.
- Pannetier, J. (1968) *Contribution à la révision de la carte géologique dans la région de Pont-L'Evêque (Vallée de la Touques et de la Callone)*. Mémoire de DESS de l'Université de Caen Basse-Normandie. 90p.
- Pasuto, A. & Soldati, M. (1999) The use of landslide units in geomorphological mapping: an example in the Italian Dolomites. *Geomorphology*, **30** (1): 53–64.
- Payren, C. (1970a) *Carte géologique de la France (1/50.000), feuille de Lisieux (121)*. Editions du BRGM.
- Payren, C. (1970b) *Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50.000), feuille de Lisieux (121)*. Editions du BRGM.
- Pennington, C., Evans, H. & Foster, C. (2009) Landslides of the area around Chesterfield, Geological Sheet 112. *British Geological Survey Open Report*, OR/09/022. 23p.
- Petschko, H., Brenning, A., Goetz, J., Bell, R. & Glade, T. (2012) Assessing the quality of landslide susceptibility maps for Lower Austria. In: *EGU General Assembly Conference Abstracts*. p.7437.
- Piwakowski, B., Driad-Lebeau, L., Kosecki, A. & Safinowski, P. (2006) Détection des marnières de Haute-Normandie par sismique haute résolution. In: *Actes des Journées AGAP Qualité-GEOFAN Géophysique appliquée à la reconnaissance des cavités et des structures anthropiques*.
- Poiraud, A. (2012) Les glissements de terrain dans le bassin du tertiaire volcanisé du Puy-en-Velay (Massif central, France). Caractérisation, facteurs de contrôle et cartographie de l'aléa. Thèse de doctorat de l'Université de Blaise Pascal de Clermont-Ferrand. 563p.
- Poli, S. & Sterlacchini, S. (2007) Landslide representation strategies in susceptibility studies using Weights-of-Evidence modeling technique. *Natural Resources Research*, **16** (2): 121–134.
- Ponts-et-Chaussées (1971) *A.13 Calvados, PV 4149/G 358*. Organisme technique régional de Rouen.
- Porcher, M. & Guillope, P. (1979) Cartographie des risques ZERMOS appliquée à des plans d'occupation des sols en Normandie. *Bulletin de Liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussées*, **99**: 43–54.
- Pottier, N., Reliant, C., Hubert, G. & Veyret, Y. (2003) Les plans de prévention des risques naturels à l'épreuve du temps: Prouesses et déboires d'une procédure réglementaire. In: *Annales des ponts et chaussées* : 40–48.
- Pourghasemi, H.R., Pradhan, B., Moradi, H.R., Mohammady, M. & Bednarik, M. (2013) A Comparative Assessment Between Index of Entropy, Logistic Regression, and Frequency Ratio Models for Landslide Susceptibility Mapping in Iran. *INTECH*. 30p.
- Pradhan, B. & Lee, S. (2010) Delineation of landslide hazard areas on Penang Island, Malaysia, by using frequency ratio, logistic regression, and artificial neural network models. *Environmental Earth Sciences*, **60** (5): 1037–1054.
- Pradhan, B. (2011) Use of GIS-based fuzzy logic relations and its cross application to produce landslide susceptibility maps in three test areas in Malaysia. *Environmental earth sciences*, **63** (2): 329–349.
- Preuth, T., Glade, T. & Demoulin, A. (2010) Stability analysis of a human-influenced landslide in eastern Belgium. *Geomorphology*, **120** (1): 38–47.
- Preux, P.M., Odermatt, P., Perna, A., Marin, B. & Vergnenègre, A. (2005) Qu'est-ce qu'une régression logistique? *Revue des maladies respiratoires*, **22** (1): 159–162.

- Ravenau, J. (1967) Compte rendu: Dewolf, Yvette. Intérêt et principes d'une cartographie des formations superficielles. Publications de la Faculté des lettres et sciences humaines de l'Université de Caen, Caen. *Cahiers de géographie du Québec*, **11** (22) : 125–129.
- Reichenbach, P., Galli, M., Cardinali, M., Guzzetti, F. & Ardizzone, F. (2004) Geomorphological mapping to assess landslide risk: concepts, methods and applications in the Umbria Region of Central Italy. In : Glade, T., Anderson, M. G., Crozier, M. (eds), *Landslide hazard and risk* : 429–468.
- Reinhard, M. (1923) Le pays d'Auge. In: *Annales de Géographie*. Société de géographie : 33–40.
- Remaître, A. (2006) *Morphologie et dynamique des laves torrentielles: applications aux torrents des Terres Noires du bassin de Barcelonnette (Alpes du Sud)*. Thèse de doctorat de l'Université de Caen Basse-Normandie. 487p.
- Remondo, J., Bonachea, J. & Cendrero, A. (2005) A statistical approach to landslide risk modelling at basin scale: from landslide susceptibility to quantitative risk assessment. *Landslides*, **2** (4) : 321–328.
- Reynard, E., Holzmann, C., Lambiel, C. & Phillips, M. (2005) Légende géomorphologique de l'IGUL et Guide pratique pour le levé de cartes géomorphologiques. Lausanne : *Institut de Géographie*. 33p.
- Rioult, M., Coutard, J.M., de La Quèrière, P., Helluin, M., Larssonneur, C. & Pellerin, J. (1986b) Carte géologique de la France (1/50.000), feuille de Caen(120).
- Rodet, J. (1985) Le développement du karst dans la craie de Normandie et ses conséquences sur la protection des eaux souterraines (Normandie, France). *Annales de la Société Géologique de Belgique*, **108** : 33–41.
- Rossi, M., Guzzetti, F., Reichenbach, P., Mondini, A.C. & Peruccacci, S. (2010) Optimal landslide susceptibility zonation based on multiple forecasts. *Geomorphology*, **114** (3): 129–142.
- Saaty, L. & Vargas, L.. (2001) *Models, Methods, Concepts and Applications of the Analytic Hierarchy Process*. Springer. 345p.
- Saaty, T.L. (1980) *The Analytic Hierarchy Process: Planning, Priority Setting, Resources Allocation*. McGraw-Hill California University, 287p.
- Saaty, T.L. (1990) How to make a decision: the analytic hierarchy process. *European journal of operational research*, **48** (1): 9–26.
- Saha, A.K., Gupta, R.P., Sarkar, I., Arora, M.K. & Csaplovics, E. (2005) An approach for GIS-based statistical landslide susceptibility zonation—with a case study in the Himalayas. *Landslides*, **2** (1): 61–69.
- Saint-Bomer, S. (2003) *Les sources dans le Calvados : l'étude environnementale d'un objet géographique pour une meilleure gestion d'un patrimoine méconnu*. Mémoire de maîtrise de l'Université de Caen Basse-Normandie. 89p.
- Salvati, P., Balducci, V., Bianchi, C., Guzzetti, F. & Tonelli, G. (2009) A WebGIS for the dissemination of information on historical landslides and floods in Umbria, Italy. *Geoinformatica*, **13** (3): 305–322.
- Santacana, N., Baeza, B., Corominas, J., De Paz, A. & Marturiá, J. (2003) A GIS-based multivariate statistical analysis for shallow landslide susceptibility mapping in La Pobla de Lillet Area (Eastern Pyrenees, Spain). *Natural Hazards*, **30** (3): 281–295.
- Sawatzky, D.L., Raines, G.L. & Bonham-Carter, G.F. (2009) Spatial data modeller. *US Geological Survey, Denver*.
- Schmidt, J. & Dikau, R. (2004) Modeling historical climate variability and slope stability. *Geomorphology*, **60** (3): 433–447.
- Schmidt, J. (2001) The role of mass movements for slope evolution—conceptual approaches and model applications in the Bonn area. *Diss. Math.-Nat. Fak. Univ. Bonn*. 97p.
- Schoeneich, P. (1993) Comparaison des systèmes de légende français, allemand et suisse. *Cartographie géomorphologique-Cartographie des risques*: 15–24.
- Schuler, D.L., Ainsworth, T.L., Lee, J.S. & De Grandi, G. (1998) Topographic mapping using polarimetric SAR data. *International Journal of Remote Sensing*, **19** (1): 141–160.
- Schuster, R.L. (1996) Socioeconomic significance of landslides. *Landslides: Investigation and Mitigation. Washington (DC): National Academy Press. Transportation Research Board Special Report*, **247**: 12–35.
- Silverman, B.W. (1986) Density estimation for statistics and data analysis. *Monographs on statistics and applied probability London: Chapman and Hall (26) 22p*.
- Smith, K. (2012) *Environmental hazards: assessing risk and reducing disaster*. Routledge. 416p.

- Smith, M.J. de, Goodchild, M.J. & Longley, P.A. (2007) *Geospatial Analysis: A Comprehensive guide to Principles, Techniques and Software Tools*. Metador. 516p.
- Soeters, R. & Van Westen, C.J. (1996) *Slope instability recognition, analysis, and zonation*. In: Turner, A.K., Schuster, R.L. (Eds), *Landslides Investigation and Mitigation*. Special Report, vol. 247 : 129–177.
- Sorriso-Valvo, M. (2002) Landslides: from inventory to risk. *Landslides*. Rybář, Stemberk and Wagner (Eds.).
- Stevenson, P.C. (1977) An empirical method for the evaluation of relative landslip risk. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology-Bulletin de l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur*, **16** (1): 69–72.
- Süzen, M.L. & Doyuran, V. (2004) A comparison of the GIS based landslide susceptibility assessment methods: multivariate versus bivariate. *Environmental Geology*, **45** (5): 665–679.
- Swets, J.A. (1988) Measuring the accuracy of diagnostic systems. *Science*, **240** (4857): 1285–1293.
- Tachikawa, T., Kaku, M., Iwasaki, A., Gesch, D., Oimoen, M., Zhang, Z., Danielson, J., Krieger, T., Curtis, B. & Haase, J. (2011) ASTER Global Digital Elevation Model Version 2–Summary of Validation Results August 31, 2011.
- Tangestani, M.H. (2009) A comparative study of Dempster–Shafer and fuzzy models for landslide susceptibility mapping using a GIS: An experience from Zagros Mountains, SW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, **35** (1): 66–73.
- Terzaghi, K. (1953) Some miscellaneous notes on creep: 3rd Internat. Conf. *Soil Mechanics and Found. Eng. Proc.*, **3**: 205–206.
- Terzaghi, K. (1960) *Mechanism of Landslides. From Theory to Practice in Soil Mechanics*. Wiley & Sons, NY, 729p.
- Thiery, Y. (2007) *Susceptibilité du bassin de Barcelonnette (Alpes du Sud, France) aux mouvements de versant: cartographie morphodynamique, analyse spatiale et modélisation probabiliste*. Thèse de doctorat de l'Université de Caen Basse-Normandie. 443p.
- Thiery, Y., Malet, J.-P., Sterlacchini, S., Puissant, A. & Maquaire, O. (2007) Landslide susceptibility assessment by bivariate methods at large scales: Application to a complex mountainous environment. *Geomorphology*, **92** (1-2): 38–59.
- Thiery, Y., Maquaire, O. & Fressard, M. (2013) Application of expert rules in indirect approaches for landslide susceptibility assessment. *Landslides*: 1–14.
- Tomat, A. & Dupont, J.P. (1999) Les «bétoires» en Haute-Normandie. *Actes des congrès nationaux des sociétés historiques et scientifiques (édition électronique)* : 131–143.
- Travelletti, J. (2011) *Imagerie multi-paramètres et multi-résolutions pour l'observation et la caractérisation des mécanismes de glissements-coulées*. Thèse de doctorat de l'Université de Caen. 321p.
- Tricart, J. & Cayeux, A. (1967) *Traité de géomorphologie. 2. Le Modelé des régions périglaciaires*. Société d'édition d'enseignement supérieur. 512p.
- Tricart, J. (1971) *Cartographie géomorphologique, travaux de la RCP 77*. Mémoires et documents. Paris: Service de documentation et de cartographie géographique. 263p.
- Tricot, A. & Labussière, O. (2009) Les difficultés d'application des plans de prévention en France: lorsque le territoire façonne le risque. *Cahiers de géographie du Québec*, **53** (148): 125–145.
- Trzpit, J. (1970) Présentation du climat normand. *Atlas de Normandie*.
- Valenzuela, C.R. (1988) *ILWIS overview*. In A.M.J. Meijerink, C.R. Valenzuela and A. Stewart (eds.), *ILWIS: The Integrated Land and Watershed Management Information System*, ITC Publication No. 7, 4-22.
- van den Eeckhaut, M. (2006) *Spatial and temporal patterns of landslides in hilly regions. The Flemish Ardennes (Belgium)*. Thèse de doctorat de l'Université de Louvain, Belgique.
- van den Eeckhaut, M., Muys, B., Van Loy, K., Poesen, J. & Beekman, H. (2009) Evidence for repeated re-activation of old landslides under forest. *Earth Surface Processes and Landforms*, **34** (3): 352–365.
- van den Eeckhaut, M., Poesen, J., Govers, G., Verstraeten, G. & Demoulin, A. (2007) Characteristics of the size distribution of recent and historical landslides in a populated hilly region. *Earth and Planetary Science Letters*, **256** (3): 588–603.

- van den Eeckhaut, M., Poesen, J., Gullentops, F., Vandekerckhove, L. & Hervás, J. (2011) Regional mapping and characterisation of old landslides in hilly regions using LiDAR-based imagery in Southern Flanders. *Quaternary Research*, **75** (3): 721–733.
- van den Eeckhaut, M., Poesen, J., Verstraeten, 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** (3): 351–363.
- van den Eeckhaut, M., Poesen, J., Verstraeten, G., Vanacker, V., Nyssen, J., Moeyersons, J., Beek, L.P.H. & Vandekerckhove, L. (2006) Use of LIDAR-derived images for mapping old landslides under forest. *Earth Surface Processes and Landforms*, **32** (5): 754–769.
- van den Eeckhaut, M., Reichenbach, P., Guzzetti, F., Rossi, M. & Poesen, J. (2009) Combined landslide inventory and susceptibility assessment based on different mapping units: an example from the Flemish Ardennes, Belgium. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **9**: 507–521.
- van den Eeckhaut, M., Vanwallegem, T., Poesen, J., Govers, G., Verstraeten, G. & Vandekerckhove, L. (2006) Prediction of landslide susceptibility using rare events logistic regression: a case-study in the Flemish Ardennes (Belgium). *Geomorphology*, **76** (3-4): 392–410.
- Van Den Eeckhaut, M., Verstraeten, G. & Poesen, J. (2007) Morphology and internal structure of a dormant landslide in a hilly area: the Collinabos landslide (Belgium). *Geomorphology*, **89** (3): 258–273.
- van den Eeckhaut, M.V., Marre, A. & Poesen, J. (2010) Comparison of two landslide susceptibility assessments in the Champagne-Ardenne region (France). *Geomorphology*, **115** (1-2): 141–155.
- van Vliet-Lanoë, B. (1987) Cryoreptation, gélifluxion et coulées boueuses: une dynamique continue en relation avec le drainage et la stabilité de l'agrégation cryogénique. p. 203–226. In : *Pecsi, M.; French, HM, Loess and Periglacial Phenomena. Akad. Kiado, Budapest*. 203–226.
- van Westen, C. & Farifteh, J. (2001) ILWIS user's Guide. *International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences (ITC) Enschede, Netherland*: 43–47.
- van Westen, C.J. (1993) *Application of geographic information systems to landslide hazard zonation*. Thèse de doctorat de l'ITC, Enschede, Pays-Bas, publication n°15, 319p.
- van Westen, C.J. (2000) The modelling of landslide hazards using GIS. *Surveys in Geophysics*, **21** (2): 241–255.
- van Westen, C.J. (2004) Geo-information tools for landslide risk assessment: an overview of recent developments. In: *Landslides: Evaluation and Stabilization—Glissement de Terrain: Evaluation et Stabilisation: Proceedings of the 9th International Symposium on Landslides. Rio de Janeiro, Brazil*. Citeseer, pp.39–56.
- van Westen, C.J., Castellanos, E. & Kuriakose, S.L. (2008) Spatial data for landslide susceptibility, hazard, and vulnerability assessment: an overview. *Engineering geology*, **102** (3): 112–131.
- van Westen, C.J., Rengers, N. & Soeters, R. (2003) Use of geomorphological information in indirect landslide susceptibility assessment. *Natural Hazards*, **30** (3): 399–419.
- van Westen, C.J., Seijmonsbergen, A.C. & Mantovani, F. (1999) Comparing landslide hazard maps. *Natural Hazards*, **20** (2-3): 137–158.
- van Westen, C.J., Van Asch, T.W.J. & Soeters, R. (2006) Landslide hazard and risk zonation—why is it still so difficult? *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, **65** (2): 167–184.
- Vanwallegem, T., Van Den Eeckhaut, M., Poesen, J., Govers, G. & Deckers, J. (2008) Spatial analysis of factors controlling the presence of closed depressions and gullies under forest: Application of rare event logistic regression. *Geomorphology*, **95** (3): 504–517.
- Varnes, D.J. (1978) Slope movement types and processes. In: *Special Report 176: Landslides: Analysis and Control* (Eds: Schuster, R. L. & Krizek, R. J.). Transportation and Road Research Board, National Academy of Science, Washington D. C., 11-33.
- Varnes, D.J., 1984. *Landslide Hazard Zonation: A Review of Principles and Practice*. UNESCO Press, Paris. 63 pp.
- Vincent, M. (2008) Etablissement de Plans de Prévention des Risques naturels concernant les mouvements différentiels de terrain liés aux phénomènes de retrait-gonflement des sols argileux dans le département du calvados. *Editions du BRGM*, rapport public: 80p.
- Voogd, H. (1983) *Multicriteria evaluation for urban and regional planning*. Pion London. 367p.

- Vranken, L., Van Turnhout, P., Van Den Eeckhaut, M., Vandekerckhove, 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.
- Wieczorek, G.F. (1984) Preparing a detailed landslide-inventory map for hazard evaluation and reduction. *Bulletin of the Assoc of Engineering Geologists*, **21** (3).
- Williams, P.J. & Smith, M.W. (1989) *The frozen earth: fundamentals of geocryology*. Cambridge University Press Cambridge. 328p.
- Xu, C., Dai, F., Xu, X. & Lee, Y.H. (2012) GIS-based support vector machine modeling of earthquake-triggered landslide susceptibility in the Jianjiang River watershed, China. *Geomorphology*, **145**: 70–80.
- Yao, X., Tham, L.G. & Dai, F.C. (2008) Landslide susceptibility mapping based on support vector machine: a case study on natural slopes of Hong Kong, China. *Geomorphology*, **101** (4): 572–582.
- Yeon, Y.-K., Han, J.-G. & Ryu, K.H. (2010) Landslide susceptibility mapping in Injae, Korea, using a decision tree. *Engineering Geology*, **116** (3): 274–283.
- Yesilnacar, E. & Topal, T. (2005) Landslide susceptibility mapping: a comparison of logistic regression and neural networks methods in a medium scale study, Hendek region (Turkey). *Engineering Geology*, **79** (3): 251–266.
- Yilmaz, I. (2009) Landslide susceptibility mapping using frequency ratio, logistic regression, artificial neural networks and their comparison: a case study from Kat landslides (Tokat—Turkey). *Computers & Geosciences*, **35** (6): 1125–1138.
- Yilmaz, I. (2010) Comparison of landslide susceptibility mapping methodologies for Koyulhisar, Turkey: conditional probability, logistic regression, artificial neural networks, and support vector machine. *Environmental Earth Sciences*, **61** (4): 821–836.
- Yin, K.L. & Yan, T.Z. (1988) Statistical prediction model for slope instability of metamorphosed rocks. In: *Proceedings of the 5th international symposium on landslides, Lausanne, Switzerland*. pp.1269–1272.
- Zammit, C., Chene, F., Rambourg, D., Legendre, D., Kluijver, C., Berthier, H., Gallas, J.C. & Vinauger, P. (2011) Validation et diffusion de la donnée géologique. Rapport final. *Documents du BRGM, rapports publics en ligne*: 105p.
- Zêzere, J.L. (2002) Landslide susceptibility assessment considering landslide typology. A case study in the area north of Lisbon (Portugal). *Natural Hazards and Earth System Science*, **2** (1/2): 73–82.
- Zêzere, J.L., Henriques, C.S., Garcia, R.A., Olivera, S.C., Piedade, A. & Neves, M. (2009) Effects of landslide inventories uncertainty on landslide susceptibility modelling. *Proceedings of Landslide process, from geomorphologic mapping to dynamic modelling, A tribute to Dr. Theo van Asch, Strasbourg, France*: 81–86.
- Zêzere, J.L., Reis, E., Garcia, R., Oliveira, S., Rodrigues, M.L., Vieira, G. & Ferreira, A.B. (2004) Integration of spatial and temporal data for the definition of different landslide hazard scenarios in the area north of Lisbon (Portugal). *Natural Hazards and Earth System Science*, **4** (1): 133–146.
- Zizioli, D., Meisina, C., Valentino, R. & Montrasio, L. (2013) Comparison between different approaches to modeling shallow landslide susceptibility: a case history in Oltrepo Pavese, Northern Italy. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **13**: 559–573.

Table des figures

Figure 1.1 : Localisation des secteurs de plateaux soumis à des phénomènes de mouvements de versant dans la partie nord-ouest de l'Europe et principales unités stratigraphiques et morphologiques associées (d'après la carte géologique de l'Europe, 2005 et modèle numérique de terrain SRTM)	21
Figure 1.2 : Exemples de mouvements de versant et dommages associés dans diverses régions du nord-ouest de l'Europe	22
Figure 1.3 : Coupes géologiques types de quatre régions fréquemment affectées par des phénomènes de mouvements de versant	23
Figure 1.4 : Localisation des principaux phénomènes hydro-gravitaires répertoriés en Normandie (d'après BDMvt, fond topographique IGN-BDAlti).....	25
Figure 1.5 : Aperçu des dommages structurels provoqués lors des réactivations du glissement de Villerville en 1982 et en 2001 (Lissak, 2012)	26
Figure 1.6 : Exemples d'articles de presse (Ouest-France et Le Pays d'Auge) décrivant des dégâts induits par des glissements de terrain dans la partie continentale du Pays d'Auge	27
Figure 1.7 : Quelques illustrations des phénomènes naturels affectant la Normandie	29
Figure 1.8 : Extrait de la carte ZERMOS de Trouville/Pont l'Evêque (BRGM, 1976)	31
Figure 1.9 : Extrait du plan POS-ZERMOS de la commune de Bonneville-sur-Touques, Calvados (CETE, 1995)	32
Figure 1.10 : Extrait du Plan d'Exposition aux Risques (PER) des communes de Trouville, Villerville-Criqueboeuf (LCPC, Rouen, 1986)	33
Figure 1.11 : Extrait de la carte d'aléa au 1/10.000 ^{ème} du PPR de Trouville/Villerville-Cricquebeuf (DDTM, approuvé le 4 mai 1990, mis en modification le 16 juin 2003 ; la nouvelle cartographie des aléas a été validée le 24 avril 2009).....	34
Figure 1.12 : Extrait de la carte de prédisposition aux mouvements de terrain de la DREAL (DREAL, 2004).	35
Figure 1.13 : Diagramme représentant des différentes méthodes de cartographie de la susceptibilité et de l'aléa suivant le type d'approche.	40
Figure 1.14 : Les différentes étapes de cartographie de la susceptibilité, exemple de la régression logistique (in Mercier et al., 2013)	43
Figure 2.1 : Carte géologique au 1/1.000.000 ^{ème} de la Normandie et localisation du Pays d'Auge (d'après la carte géologique de la France au 1/1.000.000 ^{ème} du BRGM)	48
Figure 2.2 : Croquis géomorphologique simplifié du Pays d'Auge	49
Figure 2.3 : Logs géologiques représentatifs de la stratigraphie affleurante en deux points clé du Pays d'Auge (Saint-Julien-sur Calonne et Crèvecœur-en-Auge)	51
Figure 2.4 : Coupes géologiques représentatives des parties nord et sud du Pays d'Auge.....	53

Figure 2.5 : Extrait de la carte géologique vecteur harmonisée du BRGM au 1/50.000 ^{ème} , zoom sur le secteur de Pont-l'Evêque Est (BDCharm50®)	55
Figure 2.6 : Carte de précipitations et des températures moyennes 1981-2010 (adapté de Météo-France, 2011)	58
Figure 2.7 : Normales des températures, précipitations et ETP à Saint-Gatien-des-Bois (1981-2010, données Météo-France) (Lissak, 2012, modifié)	59
Figure 2.8 : Variations pluviométriques enregistrées à la station de Saint-Gatien-des-Bois entre 1949 et 2011 (données Météo-France) (Lissak, 2012)	59
Figure 2.9 : Précipitations efficaces à Saint-Gatien-des-Bois et chroniques de trois piézomètres du Pays d'Auge (Données Météo-France et Eau-France).....	60
Figure 2.10 : Localisation des sources dans le bassin versant de l'Ancre sur fond de carte géologique (données : Saint-Bomer, 2003 ; BDCharm50® et BDAlti®)	61
Figure 2.11 : Carte simplifiée de l'occupation du sol en Normandie (données Corine Landcover 2006, classification de niveau 2)	63
Figure 2.12 : Pré-verger haute tige caractéristique du Pays d'Auge.....	64
Figure 2.13 : Fossés de drainage sur les versants du Pays d'Auge (Fressard, 2012)	64
Figure 2.14 : Evolution des prés-vergers sur les versants de la commune de Surville (Pays d'Auge) entre 1947 et 2010 à partir des images aériennes de l'IGN orthorectifiées.....	65
Figure 2.15 : Parcelles en friche sur les versants du Pays d'Auge (Fressard, 2012)	66
Figure 3.1 : Extrait de la carte du levé géodynamique de la basse vallée de la Touques et légende associée (Mahieu et al., 1977)	75
Figure 3.2 : Profil interprétatif du versant sud du vallon des Bottentuits (Ponts-et-Chaussées, 1971)	76
Figure 3.3 : Localisation des mouvements de terrain de février 1988 dans le Calvados (Helluin, 1988).....	77
Figure 3.4 : Classification des différents degrés d'activité des mouvements de versant en fonction de leur morphologie de surface (d'après Thiery, 2007 adapté de McCalpin, 1984)	80
Figure 3.5 : Illustrations des principales formes cartographiées et indicateurs du degré d'activité des mouvements de versant	82
Figure 3.6 : Levé morphologique brut au GPS cartographique (A) et carte morphodynamique finale (B) ...	84
Figure 3.7 : Illustrations de divers faciès reconnaissables dans les sondages et en surface	85
Figure 3.8 : Exemple de corrélation entre un essai pénétrométrique et un sondage au vibro-percuteur à gouges	86
Figure 3.9 : Exemples de formes de déformation de versants dans la partie continentale du Pays d'Auge. ...	88
Figure 3.10 : Exemples de glissements superficiels dans la partie continentale du Pays d'Auge	89
Figure 3.11 : Exemples de glissements de terrain profonds dans la partie continentale du Pays d'Auge ...	90
Figure 3.12 : Phénomènes de solifluxion et de glissements superficiels emboîtés sur un versant (Surville, Fressard, 2010)	91
Figure 3.13 : Localisation des huit sites d'étude investigués dans le détail dans la partie continentale du Pays d'Auge	92
Figure 3.14 : Vue aérienne oblique du site des Forges-de-Clermont et principales formes de relief soulignées (image IGN, 2006 ; extrait google earth)	93
Figure 3.15 : Coupe interprétative du versant des Forges de Clermont (Beuvron-en-Auge, Calvados)	94
Figure 3.16 : Carte morphodynamique du secteur des Forges-de-Clermont (Beuvron-en-Auge, Calvados) (repris de Brosseau, 2011).	95
Figure 3.17 : Illustrations de la morphologie de surface du glissement du Bas-Verger (les Authieux-sur-Calonne, Calvados).....	96
Figure 3.18 : Carte morphodynamique du glissement du Bas-Verger (les Authieux-sur-Calonne, Calvados)	96

Figure 3.19 : Profil de tomographie électrique du glissement du Bas-verger et interprétation des matériaux en fonction des valeurs de résistivité (profil 1, localisation figure 3.18)	97
Figure 3.20 : Coupe interprétative du glissement du Bas-Verger (profil 1, localisation figure 3.18).....	98
Figure 3.21 : Evolution du glissement du Bas-Verger entre 2000 et 2010 (images aériennes IGN).	99
Figure 3.22 : Illustrations de la morphologie de surface du glissement de la Cour d’Auvergne (Bonneville-sur-Touques, Calvados)	100
Figure 3.23 : Coupe interprétative du glissement de la Cour d’Auvergne (Bonneville-sur-Touques, Calvados). Localisation de la coupe sur la figure 3.24.....	100
Figure 3.24 : Carte morphodynamique du glissement de la Cour d’Auvergne (Bonneville-sur-Touques, Calvados).....	101
Figure 3.25 : Illustrations de la morphologie de surface du glissement de St-Georges-en-Auge (Grandchamp-le-Château, Calvados)	103
Figure 3.26 : Coupe interprétative du glissement de Saint-Georges-en-Auge (Grandchamp-le-Château, Calvados).....	103
Figure 3.27 : Carte morphodynamique du glissement de Saint-Georges-en-Auge (Grandchamp-le-Château, Calvados)	104
Figure 3.28 : Illustration de la morphologie de la zone d’ablation du glissement du Val-Mesnil (Tourville-en-Auge, Calvados, Fressard, 2011)	105
Figure 3.29 : Coupe interprétative du glissement du Val Mesnil (Tourville-en-Auge, Calvados).....	106
Figure 3.30 : Carte morphodynamique du glissement du Val Mesnil (Tourville-en-Auge, Calvados)	107
Figure 3.31 : Illustrations des conséquences directes du glissement de terrain de Lécaude (Calvados)....	108
Figure 3.32 : Coupe interprétative de la structure interne du glissement de Lécaude	109
Figure 3.33 : Carte morphodynamique du glissement de Lécaude (Calvados).....	110
Figure 3.34 : Illustrations de la topographie chaotique associée au glissement de la Cour-du-Pressoir (Angerville, Calvados) (Reulier, 2011)	111
Figure 3.35 : Coupe interprétative du glissement de la Cour-du-Pressoir (Angerville, Calvados)	112
Figure 3.36 : Evolution de l’occupation du sol et de la morphologie de surface du glissement de la Cour-du-Pressoir entre 1972 et 2009 (Images aériennes de l’IGN).....	112
Figure 3.37 : Carte morphodynamique du glissement de la Cour-du-Pressoir (Angerville, Calvados)	113
Figure 3.38 : Carte morphodynamique du secteur des Bottentuits (Saint-André-d’Hébertôt, Calvados) ...	114
Figure 3.39 : Coupe interprétative du glissement du Val-Maheut (Saint-André d’Hebertôt, Calvados).....	116
Figure 3.40 : Coupe interprétative de la structure interne du glissement du Douet-Ridel (Saint-André d’Hebertôt, Calvados).....	117
Figure 3.41 : Modèle géométrique retenu pour la modélisation 2-D du glissement de la Cour d’Auvergne (Bonneville-sur-Touques, Calvados)	119
Figure 3.42 : Surface de glissement généralisé obtenue par modélisation Slope/W pour le glissement de la Cour d’Auvergne (Bonneville-sur-Touques, Calvados)	120
Figure 3.43 : Surface de glissement en partie aval du versant obtenue par modélisation Slope/W pour le glissement de la Cour d’Auvergne (Bonneville-sur-Touques, Calvados)	120
Figure 3.44 : Surface de glissement en partie amont du versant après suppression de butée obtenue par modélisation Slope/W pour le glissement de la Cour d’Auvergne (Bonneville-sur-Touques, Calvados).....	121
Figure 3.45 : Bloc diagramme interprétatif de la localisation des mouvements de versant sur les versants du Pays d’Auge continental	123
Figure 4.1 : Distribution régionale de la catégorie “glissement” de la BDMvt, affichée selon des différents indicateurs de qualité disponibles	128
Figure 4.2 : Exemples types de résultats obtenus par photo-interprétation.....	131
Figure 4.3 : Diagramme synthétique de la structuration de la base de données spatialisée	133

Figure 4.4 : Carte générale de l’inventaire des glissements de terrain de la partie continentale du Pays d’Auge et deux zooms illustratifs au 1/50.000 ^{ème} sur des secteurs représentatifs	134
Figure 4.5 : Proportion des différents types de mouvements de versant et leur âge estimé associé	135
Figure 4.6 : Statistiques descriptives des principales caractéristiques morphométriques des glissements issus de l’inventaire du Pays d’Auge selon les trois types rencontrés (superficiels, profonds récents et profonds anciens)	136
Figure 4.7 : Analyse en composantes principales (ACP) des caractéristiques morphométriques des différents types de glissement de terrain cartographiés par photo-interprétation.....	137
Figure 4.8 : Cartes des densités de glissements de terrain pour la partie continentale du Pays d’Auge ...	138
Figure 4.9 : Localisation des deux sites d’étude retenus pour l’inventaire détaillé des mouvements de versant.....	140
Figure 4.10 : Légende de la classification des différents processus morphogéniques identifiés et leur gamme de couleur pour la cartographie morphodynamique	143
Figure 4.11 : Schéma de la structuration de la base de données des mouvements de versant pour la cartographie à échelle du 1/10.000 ^{ème}	144
Figure 4.12 : Extrait de la carte morphodynamique au 1/10.000 ^{ème} de la région de Pont-l’Evêque (in Mercier et al., 2013).....	146
Figure 4.13 : Carte d’inventaire des mouvements de versant sur le secteur de la basse vallée de la Touques et zoom illustratif associé.....	147
Figure 4.14 : Carte d’inventaire des mouvements de versant sur le secteur de Livarot et zoom illustratif associé	147
Figure 4.15 : Diagrammes de distribution des différentes types et état d’activité de l’ensemble des phénomènes inventoriés par la démarche de cartographie géomorphologique de terrain	148
Figure 4.16 : Diagrammes de la distribution de l’état d’activité des phénomènes inventoriés selon leur type, pour les deux secteurs d’études investigués et pour l’ensemble de l’inventaire	149
Figure 4.17 : Histogrammes de la distribution des principales caractéristiques morphométriques des glissements selon les quatre types définis.....	150
Figure 4.18 : Carte de la densité de mouvements de versant par hectare suivant les unités de pente (“slope units”) pour le secteur de la basse vallée de la Touques	151
Figure 4.19 : Densité de mouvements de versant par hectare suivant les unités de pente (“slope units”) pour le secteur de Livarot	152
Figure 4.20 : Extraits de différents documents cartographiques illustrant les différents types d’inventaires de mouvements de versant pour une analyse visuelle des disparités	153
Figure 4.21 : Exemples de discordance entre la délimitation d’un glissement par photo-interprétation et par approche terrain.....	155
Figure 4.22 : Exemple d’erreur d’interprétation en “glissement” d’un versant affecté par un phénomène de solifluxion.....	155
Figure 4.23 : Histogrammes comparatifs du nombre de glissements identifiés par photo-interprétation et par inventaire de terrain	156
Figure 4.24 : Comparaison de la densité de glissements dans chaque unité de pente pour les secteurs de la basse vallée de la Touques et de Livarot	157
Figure 5.1 : Localisation du secteur d’étude de la basse vallée de la Touques et sous-secteur d’étude de Pont-l’Evêque.....	161
Figure 5.2 : Exemple de comparaison des dérivés ombrage et pente pour deux des MNT interpolés par deux méthodes (Krigage et ANUDEM).....	165
Figure 5.3 : Exemple de comparaison des courbes de niveaux issues de deux MNT différents, exemple de la partie Ouest du site de Pont l’Evêque (équidistance des courbes : 5 mètres).....	166
Figure 5.4 : Exemple de comparaison des histogrammes des valeurs d’azimut des pixels (exposition) de deux MNT issus de l’interpolation des courbes de niveau (secteur de Pont l’Evêque)	167

Figure 5.5 : Localisation de l'emprise du levé LIDAR-Litto 3D® disponible	170
Figure 5.6 : Extrait de la carte des pentes et histogramme de distribution des valeurs associé pour chacun des MNT comparés	172
Figure 5.7 : Analyse de superposition bivariée entre le levé LIDAR-Litto3D® et l'ensemble des MNT acquis pour cette étude.....	174
Figure 5.8 : Graphique comparé des erreurs quadratiques moyennes obtenues pour chacun des MNT en comparaison avec le levé LIDAR	175
Figure 5.9 : Comparaison des prix unitaires des MNT commerciaux en fonction de leur précision verticale (Mercer, 2004, adapté et modifié)	176
Figure 5.10 : Exemples de paramètres morphologiques de terrain issus de différents algorithmes sous SIG.....	177
Figure 5.11 : Carte géologique au 1/50.000 ^{ème} harmonisée du BRGM (BDCharm 50) du Pays d'Auge et emprise des cartes imprimées au 1/50.000 ^{ème}	179
Figure 5.12 : Localisation des sondages et des transects réalisés sur le site d'étude de Pont-l'Evêque....	182
Figure 5.13 : Transect interprétatif numéro 1 représentant la succession des différents types de formations superficielles observées le long du versant (localisation sur la figure 5.12)	184
Figure 5.14 : Transect interprétatif numéro 4 représentant la succession des différents types de formations superficielles observées le long du versant (localisation sur la figure 5.12)	185
Figure 5.15 : Transect interprétatif numéro 4 représentant la succession des différents types de formations superficielles observées le long du versant (localisation sur la figure 5.12)	186
Figure 5.16 : Carte des formations superficielles dressée au 1/10.000 ^{ème} sur le secteur de Pont-l'Evêque	187
Figure 5.17 : Carte d'occupation du sol du Pays d'Auge réalisée à partir des données Corine Land cover	189
Figure 5.18 : Evolution des assolements du secteur de Pont-l'Evêque sur la période 1947-2010.....	190
Figure 5.19 : Cartographie multidates de l'occupation du sol sur le secteur d'étude de Pont-l'Evêque (période 1947-2010)	191
Figure 5.20 : Cartes synthétiques successives de l'évolution trajectorielle de l'occupation du sol sur le secteur d'étude de Pont-l'Evêque (période 1947-2010).	192
Figure 5.21 : Illustration de la méthode pour l'extraction des arbres des pré-vergers, exemple des images aériennes de 1947.....	194
Figure 5.22 : Evolution de la densité d'arbres entre 1947 et 2010 sur le secteur de Pont-l'Evêque.	195
Figure 5.23 : Evolution du linéaire de haie entre 1947 et 2010	196
Figure 5.24 : Analyse de l'évolution de la densité de haies pour la période 1947-2010	197
Figure 5.25 : Extrait de la carte de profondeur de nappe phréatique de la Dréal (Dréal, 2007) centrée sur le secteur d'étude de Pont-l'Evêque.	198
Figure 6.1 : Extrait de la légende de la carte ZERMOS de Trouville/Pont l'Evêque décrivant les différentes règles de cartographie en fonction des conditions locales rencontrées sur le terrain (Mathieu & Guillopé, 1976)	210
Figure 6.2 : Proportion de glissements reconnus pour chacune des classes de prédisposition de la carte de susceptibilité de la DREAL-BN	212
Figure 6.3 : Coupe interprétative des différents niveaux d'aléa cartographiés à l'échelle du versant (localisation de la coupe chapitre 5 figure 5.12)	217
Figure 6.4 : Coupe interprétative (2) des différents niveaux d'aléa cartographiés à l'échelle du versant (localisation de la coupe chapitre 5 figure 5.12)	218
Figure 6.5 : Zoom illustratif sur un secteur représentatif et motifs de classification des différentes zones d'aléa de la carte expert.....	219
Figure 6.6 : Carte d'aléa glissement de terrain finale obtenue par la méthode expert directe sur le secteur de Pont l'Evêque	220

Figure 6.7 : Schéma général du fonctionnement du système multicritères exemple de l'introduction de deux variables (pente lithologie) (modifié de Castellanos Abella, 2008)	222
Figure 6.8 : Diagramme synthétique de la procédure de calage/validation des cartes de susceptibilité semi-expert	224
Figure 6.9 : Principe général de la création de la variable "distance de la glauconie de base"	225
Figure 6.10 : Exemple de courbes de classification des scores selon la méthode de la fréquence relative des glissements.....	227
Figure 6.11 : Comparaison de l'influence de trois méthodes de classification dans le résultat cartographique final, cas des glissements profonds.....	228
Figure 6.12 : Matrice d'association retenue pour l'unification des cartes de susceptibilité (Günther et al., 2011).....	230
Figure 6.13 : Résultats des tests de qualité quantitatifs pour les meilleures cartes simulées	231
Figure 6.14 : Matrice d'association des deux cartes de susceptibilité représentant la proportion du secteur d'étude pour chaque combinaison de la carte	232
Figure 6.15 : Fréquence relative des glissements et des classes de susceptibilité pour la carte unifiée sur l'ensemble du secteur d'étude	232
Figure 6.16 : Cartes finales obtenues par système multicritères (SMCE).....	233
Figure 6.17 : Carte de susceptibilité finale obtenue par système multicritères présentée sur pour l'ensemble du Pays d'Auge continental.....	234
Figure 6.18 : Comparaison des différentes cartes expertes disponibles pour la partie continentale du Pays d'Auge, zoom centré sur le secteur d'étude de Pont-l'Evêque	237
Figure 7.1 : Diagramme synthétique de la démarche de modélisation appliquée pour la cartographie de la susceptibilité dans le Pays d'Auge.....	245
Figure 7.2 : Exemple d'un graphique de la distribution de la densité de probabilité des valeurs du coefficient "pente" pour 50 modèles de régression logistique successifs avec élimination des valeurs extrêmes (d. 10 et d. 90)	249
Figure 7.3 : Diagramme en boîtes des résultats de l'itération répétée (n=10) du test du V de Cramer visant à tester l'association entre la localisation des glissements superficiels et les variables sélectionnées	251
Figure 7.4 : Diagramme en boîtes des résultats de l'itération répétée (n=10) du test du V de Cramer visant à tester l'association entre la localisation des glissements profonds et les variables sélectionnées.	252
Figure 7.5 : Statistiques de multicollinéarité (Tolérance) pour les variables sélectionnées pour chacun des types de glissements cartographiés (superficiels et profonds).....	253
Figure 7.6 : Distribution de la densité de probabilité des scores logistiques finaux en fonction de la méthode de calcul pour la régression logistique "ordinaire" et "adaptée aux événements rares"	254
Figure 7.7 : Courbes enveloppes ROC résultant des 50 simulations effectuées pour l'ensemble des modèles de régression logistique pour la partie continentale du Pays d'Auge	257
Figure 7.8 : Fréquence relative de la taille des classes de susceptibilité et fréquence de glissements associés pour l'ensemble des cartes modélisées par régression logistique pour la partie continentale du Pays d'Auge	260
Figure 7.9 : Extraits des cartes de susceptibilité obtenues avec chacun des modèles utilisés (glissements superficiels et glissements profonds).....	263
Figure 7.10 : Matrice d'association présentant le résultat de la combinaison des cartes de susceptibilité pour les glissements profonds et superficiels	264
Figure 7.11 : Fréquence relative de la taille des classes de susceptibilité et glissements de terrain associés.....	264
Figure 7.12 : Carte finale de susceptibilité pour la partie continentale du Pays d'Auge et deux zooms illustratifs sur deux secteurs	265
Figure 7.13 : Carte finale unifiée de la susceptibilité aux glissements de terrain (superficiels et profonds) pour la partie continentale du Pays d'Auge.....	266

Figure 7.14 : Diagramme en boites exprimant les résultats des testes d’association V de Cramer pour l’ensemble de variables disponibles sur le site de Pont-l’Evêque.....	268
Figure 7.15 : Zoom sur un secteur illustrant l’hétérogénéité des bases de données d’inventaire des glissements.....	269
Figure 7.16 : Illustrations des différentes données thématiques sélectionnées pour chacun des “sets” de données en vue de la cartographie de la susceptibilité à échelle détaillée	270
Figure 7.17 : Exemple des trois cartes des pentes obtenues à partir des trois MNT collectés dans leur résolution originale et après rééchantillonnage	272
Figure 7.18 : Courbes envelopes ROC résultant des 50 simulations effectuées pour l’ensemble des modèles de régression logistique	274
Figure 7.19 : Cartes de susceptibilité finales modélisées par régression logistique pour chacun des sets de données collectées et zoom illustratif	277
Figure 7.20 : Comparaisons sur un secteur du Pays d’Auge des cartes de susceptibilité obtenues avec la carte de prédisposition de la DREAL-BN	279
Figure 7.21 : Résultats de l’analyse de superposition des cartes obtenues par système multicritères et par régression logistique sur l’ensemble du Pays d’Auge au 1/50.000 ^{ème} avec un extrait de carte des différences de classes	280
Figure 7.22 : Zooms sur deux secteurs pour la comparaison des cartes expert directes avec les cartes modélisées par régression logistique	281
Figure 7.23 : Résultats de l’analyse de superposition des cartes obtenues par méthode experte directe et par régression logistique sur le site d’étude de Pont l’Evêque au 1/10.000 ^{ème}	282
Figure 7.24 : Comparaison de la carte expert directe et de la carte modélisée par régression logistique à l’échelle du 1/10.000 ^{ème} et illustration de l’apport du filtre majoritaire	283

Liste des tableaux

Tableau 1.1 : Les différentes échelles d'analyse pour l'aléa mouvements de versant (d'après, Soeters & van Westen, 1996 ; Maquaire, 2002 ; Thiery, 2007 ; van Westen et al., 2008)	37
Tableau 1.2 : Classification des différents niveaux de complexité de zonage en fonction des méthodes et données utilisées : cas de la cartographie de la susceptibilité aux mouvements de versant (d'après Cascini, 2008)	44
Tableau 1.3 : Classification des différents niveaux de complexité de zonage en fonction des méthodes et données utilisées : cas de la cartographie de l'aléa mouvements de versant (d'après Cascini, 2008)	44
Tableau 1.4 : Synthèse croisée des différents types et niveaux de complexité de zonage suivant l'objectif cartographique et échelle de travail indicative (Fell et al., 2008a)	45
Tableau 3.1 : Caractéristiques physiques et mécaniques initiales des matériaux pour l'analyse de sensibilité	118
Tableau 4.1 : Tableau récapitulatif des différentes sources de données utilisées pour l'inventaire général des mouvements de versant dans la partie continentale du Pays d'Auge	130
Tableau 5.1 : Synthèse des résultats des tests de qualité réalisés sur les MNT générés par l'interpolation des courbes de niveau	168
Tableau 5.2 : Synthèse des jeux de données acquises et produites spécifiquement pour cette recherche	199
Tableau 6.1 : Synthèse des différentes variables retenues pour la cartographie de la susceptibilité à échelle régionale	225
Tableau 7.1 : Tableau récapitulatif des études comparatives de la modélisation de la susceptibilité et notation qualitative de l'efficacité relative de chaque méthode (modifié et mis à jour de Poiraud, 2012)	241
Tableau 7.2 : Synthèse du nombre d'utilisation de chacune des méthodes de cartographie de la susceptibilité disponibles dans la littérature et des notations qualitatives de l'efficacité de chaque méthode	241
Tableau 7.3 : Récapitulatif des coefficients obtenus pour chacun des modèles de régression logistique calculés en fonction des différents jeux de données sélectionnés, du type de glissement et de la méthode de modélisation	256
Tableau 7.4 : Tableau récapitulatif des statistiques de la mesure de qualité AUC pour chacun des modèles utilisés, exemple de la régression logistique ordinaire	259
Tableau 7.5 : Récapitulatif de la constitution des cinq "sets" de données sélectionnés pour l'étude comparative de la cartographie de la susceptibilité et estimation qualitative de la qualité/précision et du coût	269
Tableau 7.6 : Synthèse des valeurs AUC calculées à partir de l'inventaire terrain et proportion relative de chacune des classes de susceptibilité pour chacune des cartes de susceptibilité modélisées	273
Tableau 7.7 : Résultats de l'analyse de corrélation bivariée pour les cartes de susceptibilité brutes (coefficient de Pearson)	276

Liste des tableaux

Tableau 7.8 : Résultats de l'analyse de corrélation bivariée pour les cartes de susceptibilité classées (coefficient V de Cramer)	276
Tableau 7.9 : Tableau synthétique comparatif SMCE/Régression logistique des principaux résultats des tests quantitatifs de la qualité des cartes à échelle régionale	280

Table des matières

Sommaire	3
Remerciements.....	5
Introduction générale.....	9
<u>Première partie</u> - Contexte général de la recherche	17
Chapitre 1 - Constats et besoins de recherche.....	19
1.1. Introduction.....	19
1.2. Mouvements de versant dans les régions de plateaux et collines du nord-ouest de l'Europe.....	20
1.2.1. Localisation des phénomènes	20
1.2.2. Caractéristiques communes des régions affectées	22
1.2.2.1. Morphologie	22
1.2.2.2. Structure et lithologie	24
1.2.2.3. Formations superficielles.....	24
1.3. Phénomènes hydrogravitaires en Normandie	25
1.3.1. Localisation et typologie des phénomènes en Normandie	25
1.3.1.1. Glissements de terrain.....	26
1.3.1.2. Effondrements de cavités souterraines	27
1.3.1.3. Chutes de blocs, éboulements et écroulements	28
1.3.1.4. Coulées de boue	29
1.3.1.5. Retrait-gonflement des argiles	29
1.3.2. Outils de gestion : les cartes préventives.....	30
1.3.2.1. Cartes ZERMOS	30
1.3.2.2. Plans POS-ZERMOS	30
1.3.2.3. Plans d'Exposition aux risques (PER)	31
1.3.2.4. Plans de Prévention des Risques (PPR).....	32
1.3.2.5. Cartes de prédisposition aux mouvements de terrain de la Dréal	34
1.3.2.6. Problèmes d'application des cartes disponibles.....	35
1.4. Concepts de base pour l'analyse de la susceptibilité et de l'aléa	36
1.4.1. Méthodes et niveaux de cartographie de la susceptibilité et de l'aléa.....	37

1.4.2. Objectif des cartes.....	38
1.4.3. Le type de zonage.....	38
1.4.4. Méthodes pour la cartographie de la susceptibilité et de l'aléa.....	39
1.4.4.1. Approches qualitatives.....	39
1.4.4.2. Approches semi-quantitatives.....	41
1.4.4.3. Approches quantitatives.....	41
1.4.5. Données d'entrée.....	44
1.5. Conclusion du chapitre 1.....	46
Chapitre 2 - Cadre physio-géographique régional.....	47
2.1. Introduction.....	47
2.2. Cadre morpho-structural du Pays d'Auge.....	47
2.2.2. Caractéristiques topo-morphologiques.....	48
2.2.3. Lithologie des substrats.....	50
2.2.3.2. Craie.....	51
2.2.3.3. Sables.....	52
2.2.3.4. Marnes.....	52
2.2.3.5. Argiles.....	54
2.2.3.6. Calcaires.....	54
2.2.4. Formations superficielles.....	55
2.2.4.1. Formations de plateaux.....	56
2.2.4.2. Formations de versant.....	56
2.2.4.3. Formations de fond de vallée.....	57
2.3. Cadre hydro-climatique du Pays d'Auge.....	57
2.3.1. Climat.....	57
2.3.2. Contexte hydrologique.....	60
2.3.2.1. Hydrologie de surface.....	60
2.3.2.2. Hydrologie souterraine.....	61
2.4. Occupation du sol.....	62
2.4.1. Contexte général et historique.....	62
2.4.2. Mutations récentes.....	64
2.5. Conclusion du Chapitre 2.....	67
Conclusion de la première partie.....	69
<u>Seconde partie</u> - Mouvements de versant de la partie continentale du Pays d'Auge.....	71
Chapitre 3 - Les mouvements de versant de la partie continentale du Pays d'Auge : Typologie et description.....	73
3.1. Introduction.....	73
3.2. Connaissances de base et données disponibles.....	74

3.2.1. Etudes liées à la cartographie ZERMOS	74
3.2.2. Etudes liées à la construction de l'autoroute A13.....	75
3.2.3. Etudes suites aux événements climatiques des années 1980	76
3.2.4. Base de données du BRGM (BDMvt)	77
3.3. Méthodes pour la cartographie et la caractérisation de la structure interne des glissements.....	78
3.3.1. Cartographie morphodynamique à l'échelle du versant instable (1/2.000 ^{ème}).....	79
3.3.1.1. Formes et processus de versant : indicateurs morphologiques de l'activité	79
3.3.1.2. Acquisition des données et méthode de cartographie	83
3.3.2. Structure interne des mouvements de versant	83
3.4. Typologie des mouvements de versant de la partie continentale du Pays d'Auge	87
3.4.1. Déformations de versant	87
3.4.1.1. Reptation et déformations plastiques.....	87
3.4.1.2. Déformations "profondes", cas de la solifluxion	87
3.4.2. Glissements de terrain	89
3.5. Description de quelques phénomènes représentatifs	91
3.5.1. Objectifs et choix des sites de référence	91
3.5.2. Déformations de versant, cas du secteur des Forges-de-Clermont.....	93
3.5.3. Glissements superficiels.....	95
3.5.3.1. Le glissement du Bas-Verger	95
3.5.3.2. Le glissement de la Cour d'Auvergne	99
3.5.4. Glissements profonds	102
3.5.4.1. Le glissement de St-Georges-en-Auge.....	102
3.5.4.2. Le glissement du Val Mesnil.....	105
3.5.5. Glissements complexes et composites.....	108
3.5.5.1. Le glissement de Lécaude	108
3.5.5.2. Le glissement de la Cour-du-Pressoir.....	111
3.5.6. Phénomènes emboîtés : le secteur du vallon des Bottentuits.....	114
3.6. Vérification de la cohérence des interprétations morphologiques	117
3.6.1. Principe et données nécessaires à la modélisation 2-D.....	118
3.6.2. Retro-analyse et influence des facteurs sur la stabilité.....	118
3.6.3. Formes et profondeurs de la surface de glissement	119
3.6.3.1. Glissement généralisé avec une seule surface	119
3.6.3.2. Phase 1 : glissement en partie aval	120
3.6.3.3. Phase 2 : Glissement amont après suppression de butée.....	120
3.6.4. Conclusion	121
3.7. Conclusion, synthèse de la typologie des mouvements de versant	122
3.7.1. Processus de mise en place et remaniement des formations de versant.....	122
3.7.2. Formes de mouvements de versant et interrelations spatiales	123
Chapitre 4 -Inventaire des mouvements de versant	125
4.1. Introduction.....	125

4.2. Contexte général de l’inventaire des mouvements de versant	125
4.2.1. Cadre théorique	125
4.2.2. Une méthode d’inventaire adaptée à la recherche	127
4.3. Inventaire des mouvements de versant à échelle régionale.....	128
4.3.1. Une démarche méthodologique couplant archives et photo-interprétation.....	128
4.3.1.1. Base de données disponibles.....	128
4.3.1.2. Cartographie des mouvements de versant par photo-interprétation.....	130
4.3.2. Résultats de l’inventaire régional	134
4.3.2.1. Typologie des phénomènes et distribution fréquentielle.....	134
4.3.2.1. Morphométrie des mouvements de versant	135
4.3.2.2. Analyse spatiale des mouvements de versant	138
4.4. Inventaire des mouvements de versant à échelle locale	139
4.4.1. Deux sites d’étude retenus	139
4.4.1.1. La basse vallée de la Touques : site d’étude principal	139
4.4.1.2. La région de livarot.....	140
4.4.2. Cartographie morphodynamique.....	141
4.4.2.1. Principes généraux de cartographie	141
4.4.2.2. Processus morphogéniques	141
4.4.2.3. Structure de la base de données mouvements de versant	143
4.4.3. Résultats de l’inventaire	145
4.4.3.1. Carte morphodynamique	145
4.4.3.1. Inventaire des phénomènes de mouvements de versant	146
4.5. Comparaison des inventaires	152
4.5.2. Analyse comparative quantitative des inventaires	156
4.6. Conclusion du chapitre 4	159
 Conclusion de la seconde partie	 161
 <u>Troisième partie</u> - Cartographie de la susceptibilité aux glissements de terrain	 163
 Chapitre 5 - Facteurs de prédisposition et variables prédictives pour la modélisation de la susceptibilité.....	 165
5.1. Introduction.....	165
5.2. Variables prédictives pour la cartographie de la susceptibilité.....	166
5.2.1. Quelles variables prédictives ?.....	166
5.2.2. L’importance de la qualité des données	167
5.3. Stratégie d’acquisition des données	168
5.4. Variables topographiques : les modèles numériques de terrain.....	168
5.4.1. Données directement disponibles	169
5.4.1.1. MNT ASTER	169
5.4.1.2. BDAlti®	169
5.4.2. MNT créés spécifiquement.....	169

5.4.2.1. Stratégie d'acquisition.....	170
5.4.2.2. Analyse de la qualité des MNT.....	171
5.4.2.3. Sélection des meilleurs jeux de données	174
5.4.3. Données commerciales	176
5.4.3.1. MNT IFSAR	176
5.4.3.2. MNT Lidar	176
5.4.4. Comparaison et évaluation de la qualité des MNT	177
5.4.4.1. Comparaison visuelle des dérivés	177
5.4.4.2. Comparaison bivariée avec le levé LIDAR-Litto3D®	180
5.4.5. Extraction des paramètres morphologiques de terrain	183
5.5. Variables lithologiques	185
5.5.1. La carte géologique du BRGM	185
5.5.2. Cartographie des formations superficielles.....	186
5.5.2.1. Les cartes des formations superficielles du centre de géomorphologie de Caen.....	186
5.5.2.2. Cartographie des formations superficielles adaptée à la recherche	188
5.5.2.3. Méthode d'investigation	188
5.5.2.4. Règles de restitution cartographique et résultats	189
5.6. Variables d'occupation du sol	194
5.6.1. Données à échelle régionale : la base de données Corine Land Cover	195
5.6.2. Cartographie de l'occupation du sol à échelle détaillée	196
5.6.2.1. Contexte général.....	196
5.6.2.2. Le besoin d'une approche diachronique	197
5.6.2.3. Analyse de la densité d'arbres	200
5.6.2.4. Analyse diachronique de la haie	203
5.7. Données sur l'hydrologie	204
5.7.1. Réseau hydrographique.....	204
5.7.2. Profondeur de nappe	205
5.8. Synthèse et conclusion du chapitre 5.....	206
Chapitre 6 - Cartographie experte et semi-experte de la susceptibilité	209
6.1. Introduction.....	209
6.2. Données disponibles et approches précédentes de la susceptibilité et de l'aléa.....	210
6.2.1. Carte ZERMOS	210
6.2.2. La carte de prédisposition de la DREAL-BN	211
6.2.2.1. Méthode de cartographie et variables retenues.....	211
6.2.2.2. Tests de qualité complémentaires.....	211
6.3. Cartographie de type "expert" de la susceptibilité à échelle détaillée	212
6.3.1. Démarche cartographique	213
6.3.1.1. Facteurs de prédisposition retenus et lien avec les processus de mouvements de versant.....	213
6.3.1.2. Facteurs de prédisposition principaux	213

6.3.1.3. Relations entre les facteurs.....	215
6.3.2. Règles expertes et caractéristiques des classes de susceptibilité	215
6.3.2.1. Principes généraux de zonage	215
6.3.2.2. Description des classes d'aléa	216
6.4. Transposition à échelle régionale par approche semi-experte	221
6.4.1. Principe du système multicritères.....	221
6.4.2. Stratégie de modélisation	223
6.4.2.1. Variables retenues.....	223
6.4.2.2. Méthode de pondération des variables prédictives	225
6.4.2.3. Méthode de classification des cartes.....	226
6.4.2.4. Méthodes d'évaluation de la qualité des résultats	229
6.4.2.5. Unification des cartes finales.....	229
6.4.3. Résultats	230
6.4.3.1. Qualité des cartes : approche quantitative	230
6.4.3.2. Analyse visuelle des résultats	232
6.5. Conclusion du chapitre 6	237
Chapitre 7 - Modélisation probabiliste de la susceptibilité	239
7.1. Introduction.....	239
7.2. Approche multivariée : la régression logistique.....	240
7.2.1. Le choix des régressions logistiques	240
7.2.2. Principes de calcul	242
7.2.2.1. Régression logistique ordinaire.....	242
7.2.2.2. Cas particulier de la régression logistique "adaptée aux événements rares" ...	243
7.3. Stratégie de modélisation	244
7.3.1. Sélection des variables	244
7.3.1.1. Opinion de l'expert.....	244
7.3.1.2. Tests d'association	244
7.3.1.1. Tests de colinéarité	246
7.3.2. Stratégie d'échantillonnage et de calage du modèle.....	246
7.3.2.1. Echantillonnage des glissements	247
7.3.2.2. Echantillonnage des secteurs stables	247
7.3.2.3. Approche par "réplication"	248
7.3.2.4. Sélection des simulations représentatives	248
7.3.3. Evaluation de la qualité des cartes	249
7.4. Cartographie de la susceptibilité à échelle régionale	250
7.4.1. Etude comparative régression logistique ordinaire/régression logistique adaptée aux événements rares	250
7.4.2. Variables sélectionnées pour la modélisation	250
7.4.2.1. Association avec les mouvements de versant.....	250
7.4.2.2. Diagnostic de la multicolinéarité	253
7.4.3. Analyse des résultats	254

7.4.3.1. Comparaison de la régression logistique “ordinaire” et de la régression logistique “adaptée aux événements rares”	254
7.4.3.2. Analyse des coefficients	255
7.4.3.3. Analyse quantitative de la qualité des cartes	259
7.4.3.1. Analyse visuelle qualitative des cartes	261
7.4.4. Association des cartes	264
7.4.5. Intérêt et limites de l’approche à échelle régionale	265
7.5. Approche à échelle détaillée : quelles données retenir pour le 1/10.000ème ?	267
7.5.1. Sélection et description des sets de données	267
7.5.1.1. Données sélectionnées : association avec les mouvements de versant	267
7.5.1.2. Construction des “sets” de données.....	268
7.5.2. Quelle taille de pixel pour le 1/10.000 ^{ème} ?.....	271
7.5.3. Stratégie de modélisation	271
7.5.3.1. Principe général.....	271
7.5.3.1. Méthode de comparaison des résultats	273
7.5.4. Analyse des résultats	273
7.5.4.1. Description des principaux résultats des simulations	273
7.5.4.2. Comparaison des cartes.....	275
7.6. Comparaison avec les cartes expert et semi-expert	278
7.6.1. Comparaison à échelle régionale avec les cartes semi-expert et la carte de la DREAL-BN.....	278
7.6.2. Comparaison à échelle détaillée avec la carte directe.....	281
7.7. Discussion et conclusion du chapitre 7	285
7.7.1. Approches à l’échelle régionale	285
7.7.2. Approches à échelle locale	285
7.7.2.1. Cartes de susceptibilité et données	285
7.7.2.2. Coût des données	286
7.7.3. Méthode de cartographie	286
7.7.4. Comparaison et apports pour la cartographie experte	287
Conclusion de la troisième partie	288
Conclusion générale	291
Références bibliographiques.....	297
Table des figures	315
Liste des tableaux.....	323
Table des matières.....	325

Les glissements de terrain du Pays d'Auge continental (Normandie, France)

Caractérisation, cartographie, analyse spatiale et modélisation

Résumé

Les versants du plateau du Pays d'Auge (Normandie, France) sont régulièrement affectés par des phénomènes d'instabilité. En dépit d'un risque avéré, peu de travaux de recherche ont été effectués sur ces phénomènes complexes dans ce secteur à la topographie peu prononcée. Ce travail de recherche vise ainsi à combler le manque de connaissance sur les processus locaux et à proposer des approches permettant d'établir une cartographie préventive. Les objectifs sont concentrés sur deux points majeurs :

- (1) observation et caractérisation des phénomènes hydro-gravitaires (inventaire, typologie et cartographie géomorphologique) ;
- (2) cartographie de la susceptibilité aux glissements de terrain à échelle du 1/50.000^{ème} et du 1/10.000^{ème}.

Ce travail de thèse a permis d'établir une typologie détaillée des mouvements de versant de la partie continentale du Pays d'Auge. Celle-ci a servi de support de base pour la réalisation d'inventaires des phénomènes à différentes échelles. Plusieurs jeux de données, représentant les facteurs de prédisposition des glissements de terrain ont été acquis, avec une attention particulière portée sur la qualité des données, leur coût et leur adaptation à l'échelle de travail.

Le travail s'est focalisé sur la comparaison entre les approches dites "expertes", "semi-expertes" et les approches probabilistes (régression logistique) pour la cartographie de la susceptibilité. Les résultats montrent que les approches probabilistes peuvent être complémentaires avec des approches expertes, constituant une aide dans le choix des facteurs à prendre en compte pour la cartographie, mais restent très largement dépendantes de la qualité des données.

Mots clé (indexation rameau) : Géomorphologie, France Pays d'Auge, Analyse Spatiale, Risques Naturels, SIG.

Mots clé (indexation libre) : Glissements de terrain, Susceptibilité, Modélisation Probabiliste, Régression Logistique, Expert, Systèmes Multicritères, Inventaire, Cartographie.

Landslides in the Pays d'Auge plateau (Normandy, France)

Characterization, mapping, Spatial analysis and modelling

Abstract

The Pays d'Auge plateau hillslopes (Normandy, France) are widely affected by instability processes. In spite of an actual risk, few studies were engaged on these complex phenomena in this smooth topography area. This research aims to complete the limited knowledge about the local instability processes and to develop a landslide susceptibility mapping strategy. Two main objectives are guiding the work:

- (1) observation and characterization of the instability phenomena (inventory, typology and geomorphological mapping);
- (2) landslide susceptibility mapping at the 1/50.000 and at the 1/10.000 scale.

We obtained a detailed landslide typology for the continental part of the Pays d'Auge plateau. This was used as a basis for several landslides inventories at different scales. Datasets representing the landslide predisposing factors were acquired with a particular attention paid on the quality, the cost and the scale fitting of the data.

The work was focused on the comparison between "expert", "semi-expert" and probabilistic approaches to map the landslide susceptibility. The results show that probabilistic approaches can be used complementarily to the usual expert methods and can help in selecting more appropriate landslide predisposing factors, even if the method is widely influenced by the quality of the input data.

Keywords (Rameau indexing): Geomorphology, France Pays d'Auge, Spatial Analysis, Natural Hazards, GIS.

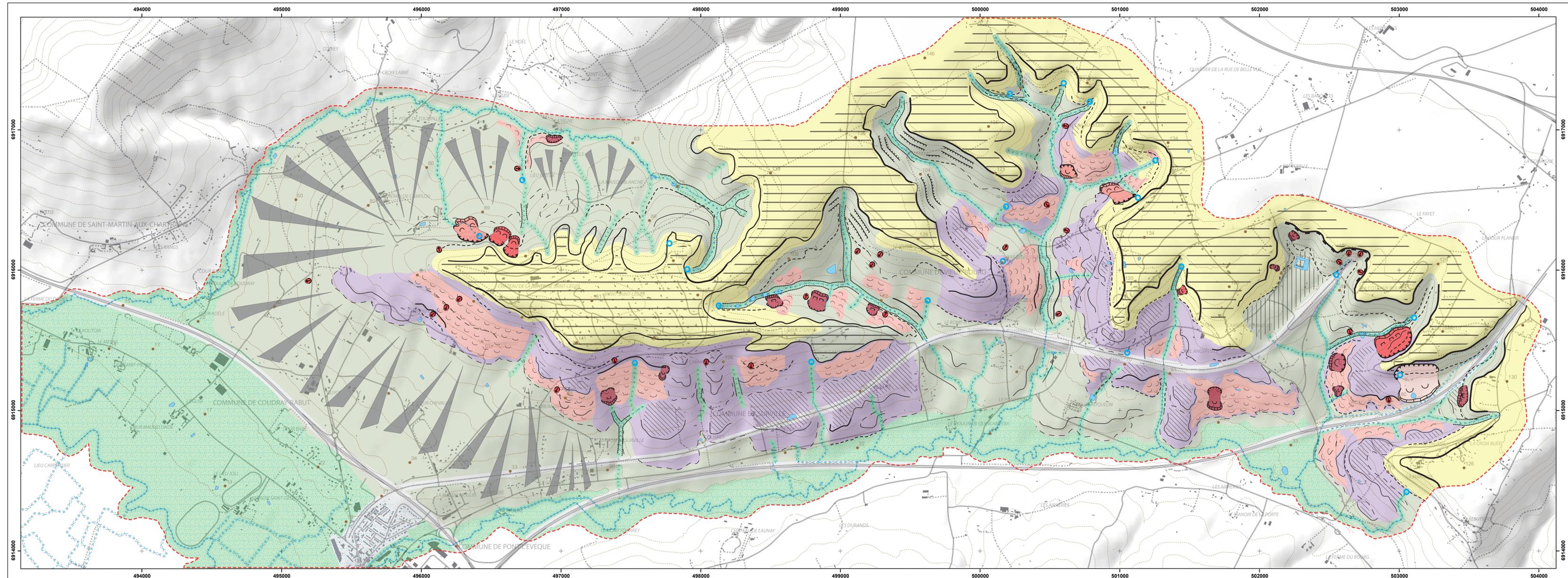
Keywords (Free indexing): Landslides, Susceptibility, Probabilistic Modelling, Logistic Regression, Expert, Multi-criteria Analysis, Inventory, Mapping.

Discipline : Géographie physique

Laboratoire LETG-Caen-Géophen
UMR 6554 CNRS
Géographie Physique et
Environnement
Esplanade de la Paix
14032 Caen Cedex, France



Carte morphodynamique - Mont Saint Léger (Pays d'Auge, Normandie, France)



LÉGENDE :

Formes des versants Hillslopes landforms

- Rebord de plateau à corniche
Plateau edge
- Rebord de plateau abrupt
Plateau steep break of slope
- Rupture de pente convexe
Convex break of slope
- Changement de pente convexe
Convex change of slope
- Rupture de pente concave
Concave break of slope
- Changement de pente concave
Concave change of slope
- Replat de cryoptéation
Goletz terrace
- Replat structural
Structural bench
- Surface d'aplanissement (plateau)
Plateau bench
- Gradins multiples
Multiple scarps
- Glacis topographique
Glacis
- Ravinement / cours d'eau encaissé
Gully erosion
- Vallée en V
V shaped valley
- Vallée en U
U shaped valley

Formes de mouvement de terrain Landslide induced landforms

- Escarpement principal (glissement profond)
Main scarp (deep seated landslide)
- Escarpement principal (glissement superficiel)
Main scarp (shallow landslide)
- Lobe frontal/lobe latéral de glissement
Landslide lobe
- Glissement rotationnel
Rotational landslide
- Glissement translationnel
Translational landslide
- Glissement superficiel d'ampleur réduite
Unrippable shallow landslide
- Lobes de solifluction
Solifluction lobes

Hydrographie Hydrological features

- Cours d'eau permanent
Permanent stream
- Cours d'eau temporaire
Temporary stream
- Mare
Pool
- Source
Source
- Plaine alluviale
Flood plain
- Courbe de niveau (équidistance 10m)
Contour line
- Point côté
Spot height
- Limite de la zone d'étude
Study area limit

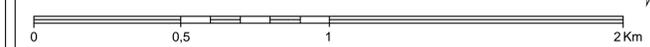
Aménagements Man-made landforms

- Bâti
Buildings
- Autoroute
Highway
- Route
Roadway
- Chemin
Dirt road
- Voie ferrée
Railway
- Remblai
Made ground

Processus morphogénique de mise en place Morphogenic process of the landforms

Age estimé Estimated age	Processus / Process			
	Degré d'activité Activity	Stabilisé Stabilized	Dormant Dormant	Actif Active
Processus / Process	Degré d'activité / Activity	Stabilisé / Stabilized	Dormant / Dormant	Actif / Active
Mouvements de versant Mass movement				
Processus / Process	Degré d'activité / Activity	Hérité Heritaged	Récent Recent	Contemporain Contemporary
Action tempérée humide Temperate humid				
Action périglaciaire Periglacial				
Action fluviale Fluvial				
Action chimique Chemical				
Action anthropique Anthropogenic				

Echelle 1:10.000^{ème} - Scale



Université de Caen Basse-Normandie
UMR 6554 LETG - Caen - Géophen
Levés effectués de mars à mai 2012
Fond de carte I.G.N - BD TOPO[®]
L'échelle des latitudes et des longitudes est exprimée en mètres rapportés au système géodésique mondial RGF93. Projection conique conforme de Lambert. Nivellement général de la France NGF - IGN 69.
Réalisation: M. Fressard

