



HAL
open science

Reconstruction de l'activité des glissements de terrain au moyen d'une approche dendrogéomorphologique (Moyenne vallée de l'Ubaye, Alpes de Haute Provence)

Jérôme Lopez Saez

► **To cite this version:**

Jérôme Lopez Saez. Reconstruction de l'activité des glissements de terrain au moyen d'une approche dendrogéomorphologique (Moyenne vallée de l'Ubaye, Alpes de Haute Provence). Sciences de la Terre. Université de Grenoble, 2011. Français. NNT : 2011GRENU048 . tel-00716338

HAL Id: tel-00716338

<https://theses.hal.science/tel-00716338v1>

Submitted on 10 Jul 2012

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.

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **GEOGRAPHIE**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Jérôme LOPEZ SAEZ

Thèse dirigée par **Philippe SCHOENEICH**
codirigée par **Frédéric BERGER**

préparée au sein du **Cemagref de Grenoble et du laboratoire
Politiques publiques, Action politique et Territoires (PACTE)**

dans **l'École Doctorale Terre, Univers, Environnement**

Reconstruction de l'activité des glissements de terrain au moyen d'une approche dendrogéomorphologique.

(Moyenne vallée de l'Ubaye, Alpes de Haute
Provence, France).

Thèse soutenue publiquement le **7 Décembre 2011**
devant le jury composé de :

Madame, Monique, FORT

Professeur à l'Université Paris Diderot, Rapporteur

Monsieur, Olivier, MAQUAIRE

Professeur à l'Université de Caen-Normandie, Rapporteur

Monsieur, Laurent, ASTRADE

Maître de conférence à l'Université de Savoie, Membre

Monsieur, Markus, STOFFEL

Docteur à l'Université de Berne, Membre

Monsieur, Frédéric, BERGER

Ingénieur de recherche au Cemagref, co-directeur de thèse

Monsieur, Philippe, SCHOENEICH

Professeur à l'Université de Grenoble, directeur de thèse



A Clémence et Audrey

*Lire un livre sous un arbre, en double le plaisir. On ne sait plus si on tourne les pages ou si on
feuillette l'arbre.*
Jean Chalon, extrait de Journal d'Espagne.

Tables des matières

Tables des matières _____	6	2.b.b. Le glissement de terrain rotationnel des Aiguettes _____	43
Remerciements _____	10	2.c. Le versant de Bois Noir _____	46
Chapitre 1: Introduction générale _____	12	2.c.a. Le glissement de terrain translationnel complexe du Bois Noir _____	47
1.1. Le contexte _____	12	2.c.b. Le glissement rotationnel par sapement des Davids-Bas _____	50
1.2. Les objectifs de la recherche _____	14	3. Les sites d'étude annexes _____	52
1.3. La structure de la thèse _____	14	3.a. Les sites d'étude situés en adret _____	52
2. Le processus géomorphologique _____	16	3.b. Les sites d'étude situés en ubac _____	56
2.a. La classification des mouvements de terrain _____	16	Chapitre 3: Les matériels et méthodes _____	60
2.b. La typologie des glissements de terrain _____	18	1. La démarche méthodologique _____	62
2.c. La genèse d'un glissement de terrain _____	19	2. Le matériel dendrochronologique et les archives historiques _____	63
3. Les processus géomorphologiques et les cernes de croissance _____	20	2.a. La base de données dendrogéomorphologique et dendrochronologique _____	63
3.a. La dendrochronologie _____	20	2.b. Les bases de données disponibles _____	64
3.b. La dendrogéomorphologie _____	23	3. Les Méthodes _____	67
3.c. Les cernes de croissance et les processus géomorphologiques _____	23	3.a. La cartographie géomorphologique _____	67
Chapitre 2 : Les sites d'étude _____	26	3.b. La sélection des arbres perturbés _____	68
1. La moyenne vallée de l'Ubaye _____	28	3.c. La stratégie d'échantillonnage _____	72
1.a. La localisation de la vallée _____	28	3.d. La préparation des échantillons _____	74
1.b. Un contexte géologique favorable _____	30	3.e. Le comptage des cernes et la création d'un référentiel dendrochronologique _____	75
1.c. Un climat montagnard agressif _____	32	3.f. L'interdatation des perturbations de croissance _____	75
1.d. La pression de l'occupation humaine _____	34	3.g. La détermination de l'année de mise à l'air d'une racine déchaussée _____	76
1.e. La végétation de la moyenne vallée de l'Ubaye _____	35	3.h. La cartographie de la structure d'âge du peuplement _____	79
1.f. Des versants soumis à l'instabilité _____	36	3.i. La datation des évènements _____	80
2. Les sites d'études principaux _____	39	3.j. Le calcul de la période de retour d'un évènement _____	81
2.a. La sélection des sites _____	39	3.k. La cartographie de l'aléa glissement de terrain _____	82
2.b. Le bassin versant torrentiel du Riou Bourdoux _____	39	3.l. Le calcul d'un seuil de déclenchement _____	83
2.b.a. Le glissement de terrain rotationnel du Pra Bel- lon _____	41		

Chapitre 4: Les résultats _____	118	3.h. La cartographie de la probabilité de réactivation	210
1. Le glissement rotationnel du Pra Bellon _____	121	3.i. La formation saisonnière du bois de compression	213
1. a. La répartition de l'échantillonnage _____	121	3.j. La relation entre l'occurrence des phases de réac-	
1.b. L'âge du peuplement _____	122	tivation et les précipitations mensuelles _____	213
1.c. Les perturbations de croissance _____	122	4. Le glissement translationnel complexe du Bois	
1.d. La chronologie des phases de réactivation _____	122	Noir _____	216
1.e. Les emprises spatiales des phases de réactivation	125	4.a. La répartition de l'échantillonnage _____	216
1.f. La fréquence décennale et la période de retour	128	4.b. L'âge du peuplement _____	217
1.g. La cartographie de la probabilité de réactivation	130	4.c. Les perturbations de croissance _____	219
1.h. La formation saisonnière du bois de compression	133	4.d. La chronologie des phases de réactivation _____	219
1.i. La relation entre les réactivations et les précipita-		4.e. Les emprises spatiales des phases de réactivation	220
tions mensuelles _____	133	4.f. L'estimation de la fréquence décennale et de la	
2. Le glissement rotationnel des Aiguettes _____	150	période de retour _____	222
2.a. La répartition de l'échantillonnage _____	150	4.g. La cartographie de la probabilité de réactivation	222
2.b. L'âge du peuplement _____	150	4.h. La formation saisonnière du bois de compression	226
2.c. Les perturbations de croissance _____	152	4.i. La relation entre l'occurrence des phases de réac-	
2.d. La chronologie des phases de réactivation _____	153	tivation et précipitations mensuelles _____	226
2.e. Les emprises spatiales des phases de réactivation	153	5. Les glissements de terrains annexes _____	244
2.f. L'estimation de la fréquence décennale et de la		5.a. Le glissement de terrain des Fraissinets _____	244
période de retour _____	153	5.b. Le glissement de terrain du Berger _____	245
2.g. La cartographie de la probabilité de réactivation	157	5.c. Le glissement de terrain du Replat _____	246
2.h. La formation saisonnière du bois de compression	160	5.d. Le glissement de terrain de Clémence _____	247
2.i. La relation entre les réactivations et les précipita-		5.e. Le glissement de terrain de La Pare _____	248
tions mensuelles _____	160	5.f. Le glissement de terrain de Champerous _____	249
3. Le glissement rotationnel par sapement des		5.g. Le glissement de terrain des Bouzoulières _____	249
Dauids-bas _____	200	5.h. Le glissement de terrain des Patignons _____	250
3.a. La répartition de l'échantillonnage _____	200	5.i. Le glissement de terrain de l'Aupillon _____	251
3.b. L'âge du peuplement _____	201	Chapitre 5: Synthèse des résultats _____	254
3.c. Les perturbations de croissance _____	203	1. La structure du peuplement forestier _____	256
3.d. La chronologie des réactivations _____	204	2. La chronique dendrogéomorphologique et ses	
3.e. La comparaison entre les PC observées et les		limites _____	258
changements anatomiques racinaires (CA) _____	204	3. Synchronisme entre la reconstruction dendrogéo-	
3.f. Les emprises spatiales des phases de réactivation	206	morphologique et les archives historiques _____	264
3.g. L'estimation de la fréquence décennale et de la		4. L'étude diachronique et la reconstruction spatio-	
période de retour _____	208	temporelle _____	266

5. Les phases de réactivation et les seuils de déclenchement	271
6. La validité de la cartographie prédictive de l'aléa	275
Conclusion générale	280
Perspectives de recherche	282
Références bibliographiques	295
Table des figures	316
Table des tableaux	320
Annexes	322

Remerciements

Cette thèse est l'aboutissement de trois années de recherches passées au Cemagref de Grenoble dans l'unité Ecosystèmes Montagnards. Que par ce travail soit exprimée toute ma gratitude et ma reconnaissance envers toutes les personnes qui ont apporté soutien et conseil tout au long de cette thèse.

Je tiens à remercier tout d'abord la *Fondation MAIF*, son directeur *Hubert Oliviero* et son vice-président *Bernard Massinon* pour le soutien financier du projet de recherche Dendrogliss.

Je remercie *Frédéric Berger*, ingénieur de recherche au Cemagref de Grenoble. Il a été l'une des premières personnes à croire en mon projet de recherche. C'est après une rencontre à l'Institut de Géographie Alpine en 2006, que se sont nouées des relations amicales et qu'il m'a alors proposé de monter un projet de recherche pour la Fondation Maif. Après l'acceptation du projet, il m'a naturellement accueilli dans l'équipe «Forêt de protection». C'est ensuite avec beaucoup d'autonomie qu'il m'a permis de réaliser ce projet de thèse. Son soutien constant, sa disponibilité, son souci de favoriser les contacts et les valorisations scientifiques, son choix de laisser une totale liberté d'expression ont sans aucun doute permis d'éveiller une vocation scientifique. Je le remercie aussi pour la confiance accordée, notamment pour m'avoir confié la responsabilité du projet Dendrogliss.

Je remercie *Philippe Schoeneich*, professeur à l'Université de Grenoble, pour avoir été pendant trois ans mon directeur de thèse.

Je remercie *Monique Fort*, professeur à l'Université Paris Diderot, *Olivier Maquaire*, professeur à l'Université de Caen-Normandie, *Markus Stoffel*, directeur du laboratoire de dendrogéomorphologie (Dendrolab) à l'Université de Berne (Suisse), *Laurent Astrade*, maître de conférence à l'Université de Savoie, d'avoir accepté d'être membres du jury de cette thèse. Tous ont souscrit sans hésiter à cette tâche supplémentaire, malgré de nombreuses charges et un calendrier serré. Je mesure les contraintes et l'effort accompli, et je leur suis gré d'avoir, malgré tout, accepté.

Je tiens à exprimer ma reconnaissance et mon amitié à:

Georges Rovéra, maître de conférence à l'Université de Grenoble, à l'Institut de Géographie Alpine, pour les nombreuses discussions, pour sa disponibilité et son aide dans la préparation de ma soutenance orale.

Markus Stoffel, directeur du laboratoire de dendrogéomorphologie (Dendrolab) à l'Université de Berne (Suisse) pour ses conseils précieux et bénéfiques, et la rigueur de son analyse.

Laurent Astrade, maître de conférence à l'Université de Savoie, d'être venu sur le terrain et pour les nombreuses discussions philosophiques.

Je tiens à remercier particulièrement, *Christophe Corona*, pour cette collaboration scientifique, pour la rigueur acquise à ses côtés. Son aide de tous les instants, surtout en cette fin de thèse, ont été autant d'atouts qui ont permis ce travail d'aboutir. Je souhaite à quiconque de pouvoir travailler avec quelqu'un comme Christophe. Encore un grand merci, que cette association perdure professionnellement et amicalement.

Un grand merci aux différents membres du Cemagref, *Philippe Cozic* et *François Véron*, chefs de l'unité Ecosystèmes Montagnards, *Catherine Lukie*, responsable administratif du projet Dendrogliss, *Eric Mermin* et *Pascal Tardif*, techniciens forestiers, *Nicolas Eckert*, *Freddy Rey*, *Franck Bourrier* et *Frédéric Liebault*, chercheurs.

Je remercie également les membres de l'Institut de Géographie Alpine rencontrés pendant mes trois années de monitorat, et pendant cette année d'ATER, notamment *Rachid Nedjai*, *Sandra Rome* et *Sylvain Bigot*.

Je suis très honoré d'avoir vécu pendant trois ans dans le bureau 27 avec une équipe de doctorants formidables, notamment *Paul Cavaillé*, *Fanny Dommanget*, *Catherine Lavaine*, *Jean Mathieu Monnet*, *Oliver Jancke* et *Christophe Bigot*.

Je remercie également les amis de toujours : *Matthieu Le Gall*, *Guillaume Degiuli* et *Antoine Rouveyrol* ainsi que *madame Le Gall* et future *madame Degiuli* pour m'avoir soutenu pendant toute ces années.

Enfin, ces remerciements s'adressent à ma femme, ma fille, à mes parents et à toute ma famille et belle famille pour leurs encouragements dans cette ligne droite finale.

Muchisimas Gracias

Chapitre 1: Introduction générale

1.1. Le contexte

Dans les Alpes, les glissements de terrain font partie des processus géomorphologiques les plus répandus (Veyret, 2003; Shroder, 2011). Ce sont des processus souvent complexes, pouvant être ponctuels ou continus, limités dans le temps et l'espace, d'une profondeur variable et affectant de petites ou grandes surfaces (Flageollet, 1989 ; Ledoux, 1995). Chaque année, l'aléa est la cause de nombreux dommages socio-économiques qui fragilisent considérablement les sociétés humaines (Hilker et al., 2009). Il est à l'origine de la destruction de nombreuses infrastructures routières, de bâtiments et dans certains cas, cause même, la perte de vies humaines (Maquaire, 2002).

D'après les statistiques, en montagne, la fréquence des glissements de terrain a augmenté au cours des trente dernières années (Alexander, 2008). Cependant, l'évolution de la fréquence de l'aléa est largement biaisée par des connaissances lacunaires de l'activité passée des glissements de terrain tant sur le plan spatial que temporel. Souvent, le déclenchement d'un glissement n'est autre qu'une réactivation partielle ou totale d'un glissement existant (Guzzetti et al., 1994 ; Floris et Bozzano, 2008 ; Lopez Saez et al., 2011a). Pour pallier ces lacunes et améliorer la connaissance de l'aléa, il est nécessaire de fournir des informations spatio-temporelles précises des événements passés afin :

(i) d'améliorer les connaissances de la

fréquence et de la magnitude des événements (Jakob et Bovis, 1996),

(ii) de proposer une cartographie locale, en mentionnant un degré d'instabilité (Varnes, 1984),

(iii) de quantifier une probabilité de réactivation (Varnes, 1984),

(iv) de déterminer le rôle de certains facteurs déclenchants dans l'occurrence de l'activité du glissement de terrain.

Une chronique spatio-temporelle précise des phases de réactivation permet, par exemple, de modéliser la réponse du glissement en fonction des précipitations. Il convient alors de comparer les séries pluviométriques et les chroniques de l'activité du glissement et de quantifier un seuil qui discrimine efficacement les périodes avec et sans réactivation (Buma, 2000).

En ce qui concerne l'évaluation des probabilités de réactivation, de nombreuses méthodes sont disponibles (Aleotti et Chowdhury, 1999). Dans le passé, deux approches indépendantes ont été traditionnellement utilisées, (i) l'analyse du potentiel de rupture de la pente, et (ii) le traitement statistique des phases de réactivation passées. La première approche tient compte de plusieurs paramètres tels que la géométrie actuelle du glissement, la géologie et la couverture végétale. Elle évalue ensuite, par croisement de ces informations, le potentiel d'instabilité ou la susceptibilité de déclenchement (Corominas et Moya, 2008). La seconde approche, développée dans cette thèse repose sur des chroniques spatio-temporelles pluri-décennales de l'activité du glissement de terrain. Elle ne s'intéresse pas aux causes de l'instabilité, considérées comme répétitives, mais

plutôt à la fréquence des évènements, pour quantifier des probabilités de réactivation (Brabb, 1984).

Malheureusement, les archives historiques sont rarement satisfaisantes pour permettre ce type d'approche. Celles-ci restent souvent très incomplètes et fournissent peu d'informations sur le comportement spatio-temporel passé du glissement (Claessens et al., 2006 ; Thiery et al., 2007 ; Corominas et Moya, 2008). En effet, la distribution temporelle de l'activité des glissements de terrain est souvent estimée à partir de diverses sources historiques, telles que les récits anciens, les peintures, gravures ou objets d'art, les photographies terrestres et aériennes, les images satellites ou les instruments de mesure (Brunsdén et Jones, 1976 ; Hovius et al., 1997 ; Martin et al., 2002). De nombreuses lacunes subsistent dans l'accessibilité, l'extraction, l'organisation et l'analyse de ce type d'information. Généralement, elles ne sont pas collectées à des fins scientifiques. Il faut prendre en compte, l'objectivité de l'observateur dans la récolte de l'information, la nature aléatoire des évènements enregistrés dans le temps et l'espace (Ibsen et Brunsdén, 1996). Dans les régions peu habitées, les archives historiques, souvent lacunaires, ont ainsi tendance à se limiter aux évènements majeurs (Guzzetti et al., 1994 ; Ibsen et Brunsdén, 1996 ; Mayer, 2010). Par conséquent, il est essentiel de compléter les archives historiques par des approches à haute résolution spatio-temporelle (Ibsen et Brunsdén, 1996 ; Jakob, 2005).

Sur les glissements de terrain superficiels forestiers (quelques mètres d'épaisseur), la dendrogéomorphologie permet de reconstruire, avec une résolution temporelle saison-

nière et une emprise spatiale décimétrique, l'activité du processus, à partir de l'analyse des perturbations anatomiques contenues dans les cernes de croissance (Alestalo, 1971 ; Stoffel et Bollschweiler, 2008 ; Stoffel et al., 2010a ; Lopez Saez et al., 2011 a, b ; Procter et al., 2011).

Cette méthode a été fréquemment utilisée pour la reconstruction des chutes de pierres (Stoffel et al., 2005a,b) et des laves torrentielles (Stoffel et al., 2008 ; Bollschweiler et Stoffel, 2010). En revanche, elle a rarement été employée pour :

- (i) reconstruire l'activité des glissements de terrain superficiels avec une résolution saisonnière,
- (ii) quantifier et cartographier les probabilités de réactivation future à partir de la distribution spatiale des arbres perturbés.

1.2. Les objectifs de la recherche

L'objectif de notre recherche est de reconstruire l'activité spatio-temporelle de 13 glissements de terrain superficiels forestiers, localisés dans la moyenne vallée de l'Ubaye (Alpes de Haute-Provence, France).

A partir de l'analyse des cernes de croissance des arbres perturbés, cette thèse contribuera à préciser les chroniques historiques de l'activité des glissements de terrain. Les études locales, permettront d'améliorer nos connaissances sur l'extension spatiale des événements passés et de cartographier leurs périodes de retour. L'approche statistique basée sur un modèle de Poisson, permettra ensuite de convertir les périodes de retour en probabilité de réactivation et de proposer une cartographie à haute résolution de ces probabilités. La robustesse de la reconstruction dendrogéomorphologique sera évaluée par comparaison avec les archives historiques et iconographiques. La comparaison des événements reconstruits et des séries météorologiques permettra de mettre en évidence le rôle des précipitations dans le déclenchement du processus.

Afin d'atteindre ces objectifs, le projet de recherche s'appuiera sur l'utilisation de la dendrogéomorphologie. En outre, de nouvelles améliorations seront proposées dans cette thèse, à savoir, l'approche saisonnière de la reconstruction temporelle de l'évènement, mais également, de proposer un zonage, à grande échelle, des secteurs les plus propices à l'instabilité.

1.3. La structure de la thèse

La thèse propose, dans le **chapitre 1**, en guise d'introduction générale, un état de l'art sur les glissements de terrain. Les principales définitions nécessaires à la compréhension du processus et les facteurs contribuant à la genèse d'un glissement de terrain sont successivement abordés. L'approche dendrogéomorphologique est ensuite précisément décrite et notamment les apports de cette méthode pour la reconstruction spatio-temporelle des glissement de terrains sont détaillés.

Le **chapitre 2** décrit, les principaux traits géographiques de la moyenne vallée de l'Ubaye afin de mettre en évidence, l'abondance, la variété et la susceptibilité de la vallée aux déclenchements et réactivations des glissements de terrain superficiels. Une description précise des caractéristiques géomorphologiques des 4 sites d'étude principaux, et, plus succincte, des 9 sites d'étude annexes est ensuite proposée.

Le **chapitre 3** détaille la méthodologie utilisée. Dans une première partie, les différentes étapes de l'analyse des cernes de croissance, notamment les techniques d'échantillonnage, de ponçage ou d'interdatation sont présentées. Elle définit également les différentes méthodes employées et notamment l'élaboration de la reconstruction dendrogéomorphologique. Dans ce chapitre on aborde aussi la méthode utilisée pour observer les relations entre les phases reconstruites et les paramètres climatiques. Enfin, le chapitre précise l'approche employée pour la réalisation des cartes de probabilités d'occurrence. Ce chapitre contient également l'article méthodologique publié en 2011 dans la revue

Géomorphologie : reliefs, processus, environnement qui est une présentation dense des principes fondamentaux de la dendrogéomorphologie.

Le **chapitre 4** détaille les différents résultats obtenus sur les 4 sites d'étude principaux. Deux d'entre eux ont fait l'objet de publications dans des revues internationales (dans les revues *Geomorphology* et *Landslides*). Pour un troisième site, une proposition d'article a été soumise en septembre 2011 à la revue internationale *Tectonophysics*. Enfin, dans ce chapitre, les résultats obtenus sur les 9 sites d'étude annexes sont également présentés.

Le **chapitre 5** synthétise l'ensemble des résultats obtenus localement, afin d'évaluer la robustesse de la reconstruction. Sur le plan temporel, la comparaison avec les données historiques permet de valider la reconstruction. D'un point de vue spatial, une analyse diachronique des photographies anciennes et des photographies aériennes permet de valider les différentes cartographies obtenues. La discussion porte ensuite sur les facteurs déclenchants et notamment sur la relation entre les réactivations et les cumuls de précipitations. L'apport de la dendrogéomorphologie et du modèle de Poisson pour la cartographie de l'aléa et la quantification des probabilités de réactivation est finalement discuté.

2. Le processus géomorphologique

2.a. La classification des mouvements de terrain

Les mouvements de terrain font partie des mouvements de masse mais n'en sont qu'une composante (Flageollet, 1989). Ils impliquent une rupture de pente qui entraîne un déplacement de matériaux. Ils se définissent donc comme des déplacements gravitaires de masses de terrains qui sont déstabilisées par des facteurs déclenchants naturels et/ou anthropiques. A travers cette définition, on détermine, à la fois le processus en lui-même et son résultat, mais également les matériaux accumulés et/ou déplacés (Flageollet, 1989). Ils sont d'une grande variété notamment en ce qui concerne les amplitudes, les roches et les matériaux impliqués, les modes de déplacement, les effets induits et l'environnement géographique (Flageollet, 1989). Il faut, la plupart du temps, un agent de déplacement : le plus souvent l'eau joue un rôle primordial dans le déclenchement des mouvements et des glissements de terrain (Flageollet, 1999 ; Thiery, 2007).

Ces mouvements de terrain présentent des dynamiques variées. Ils peuvent être lents voire imperceptibles pour l'homme. Ils peuvent également évoluer par succession de phases paroxysmales à caractère catastrophique (Flageollet, 1989, 1999). De nombreux auteurs ont proposé des typologies des mouvements de terrain. Meunier (1991) propose une classification des mouvements de terrain en fonction de la proportion relative entre les matériaux solides et l'eau. Il distingue ainsi les mouvements de terrain inhérents à la mé-

canique des fluides, comme les laves torrentielles ou les écoulements hyper-concentrés et ceux liés à la mécanique des sols tels que les chutes de bloc, les écroulements et les glissements de terrain. L'une des classifications des mouvements de terrain les plus fréquemment utilisées dans la littérature est celle de Varnes (1978). Il distingue 6 types de mouvements de terrain : les chutes, les glissements, les basculements, les déplacements latéraux, les écoulements et un sixième, complexe qui représente une combinaison de plusieurs types de mouvements de terrain (**figure 1**) (Varnes, 1978; Brunsden, 1985; Hutchinson, 1988; Dikau et al., 1996).

Dans cette thèse, l'approche dendrogéomorphologique a été utilisée pour reconstruire l'activité spatio-temporelle des glissements de terrain superficiel.

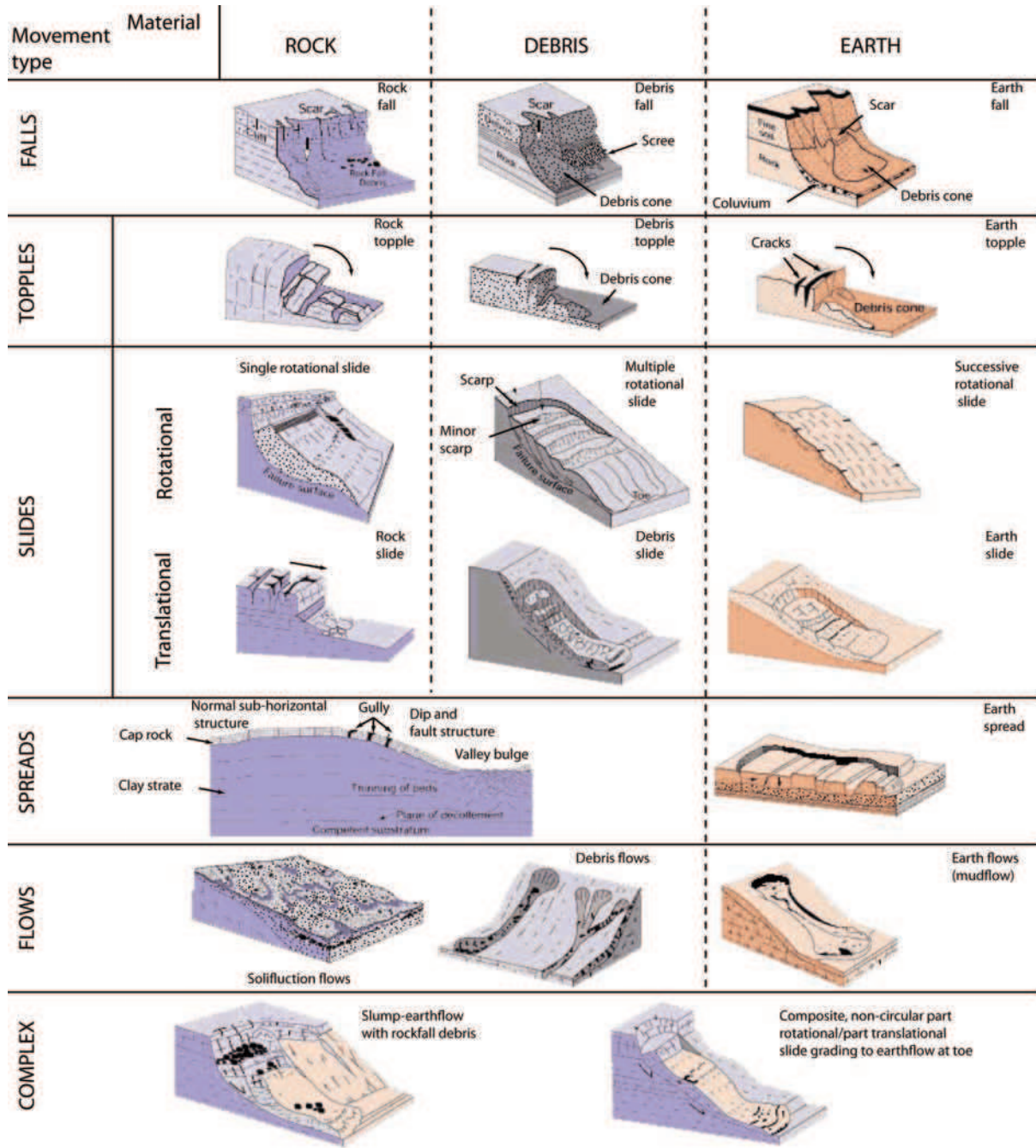


Figure 1. Classification des mouvements de terrain en fonction du type de mouvement et du type de matériel déplacé (d'après Varnes, 1978, simplifié).

2.b. La typologie des glissements de terrain

Selon Dikau et al., (1996), repris par Maquaire (2002), le glissement de terrain peut être défini comme un mouvement de pente vers l'aval. Il peut affecter à la fois une masse rocheuse et/ou de terrain plus meuble, le long d'une ou plusieurs surfaces de rupture, ou suivant des zones relativement minces de déformation intense par cisaillement. La plupart du temps, le déclenchement d'un glissement de terrain est conditionné par plusieurs facteurs. Trois forces vont déterminer l'ampleur du phénomène (Flageollet, 1989) :

- (i) la gravité : représente la force qui entraîne le matériel vers le centre de la Terre. Elle est dépendante de la pente du terrain,
- (ii) la force de frottement : représente la force qui freine une couche de terrain meuble ou de roche par frottement contre la couche sous-jacente,
- (iii) la force de cohésion : représente la force qui repose sur l'attraction des particules du sol entre elles et de l'attraction entre ces particules et l'eau stockée dans le sol.

La vitesse, la distance et l'arrêt sont contrôlés par l'équilibre entre la force motrice (la gravité) et les forces de résistance (force de frottement et de cohésion) (Flageollet, 1989). Pour schématiser, lorsque les forces de résistance sont plus fortes que la force motrice, le versant reste stable. Si cet équilibre est inversé, c'est à dire lorsque la force motrice est plus importante, un glissement de terrain se déclenche. Il se produit, alors, une rupture entre deux couches de roche ou de sol entraînant une masse qui se met à glisser avec plus ou moins de vitesse vers l'aval (Flageollet, 1989). La diversité des glissements de terrain est grande mais on peut distinguer trois principaux types de glissements de terrain (Flageollet, 1989) :

- (i) les glissements rotationnels qui se font le long d'une surface de rupture concave et où, du fait de la rotation, la masse glissée reste principalement dans les limites de la zone de rupture. C'est le cas des glissements simples, emboîtés et successifs (Maquaire, 2002). La **figure 2, a** illustre la géométrie classique de ce type de glissement. La zone de départ est

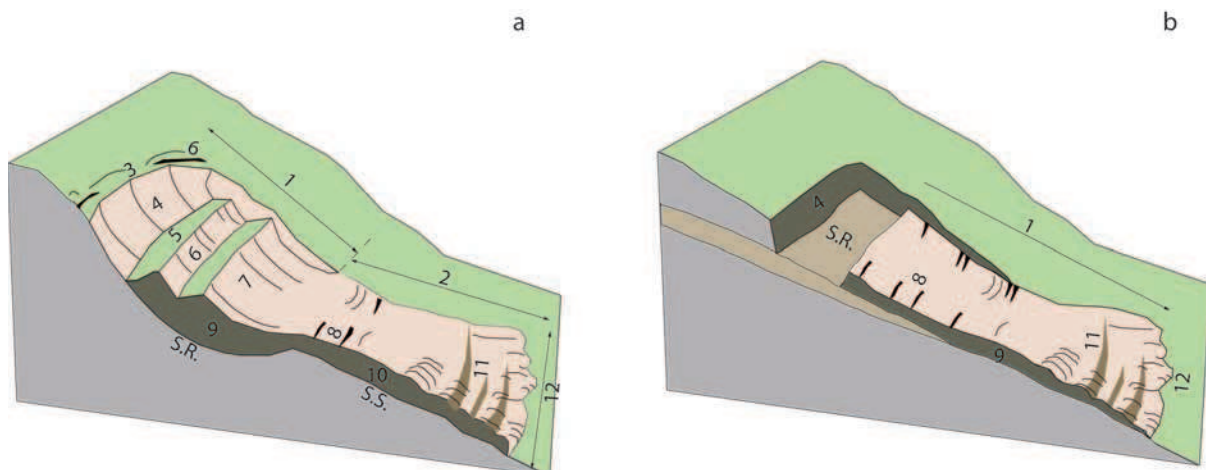


Figure 2. Les principaux détails et unités d'un glissement de terrain rotationnel (a) et translationnel (b) (d'après Varnes, 1978). 1: zone de déplacement; 2: zone d'accumulation; 3: fissures; 4: escarpement principal; 5: gradins; 6, 7: escarpement secondaire; 8: fissures transversales; 9, 10 : corps du glissement; 11: fissures radiales; 12: bourrelet frontal; S.R: surface de rupture; S.S: surface de cisaillement.

caractérisée par une importante rupture de pente qui correspond à l'escarpement principal du glissement. Le corps du glissement, est généralement caractérisé par une topographie bosselée. Il présente le plus souvent des fissures et dans certains cas, des gradins. La partie aval du glissement, présente quant à elle, une morphologie en forme de bourrelet, résultant de la pression exercée à l'amont et de la forme concave de la surface de rupture. Cette pression déstructure la masse de terrain favorisant une faible limite de liquidité. Le plus souvent, cette partie du glissement évolue en coulée de boue,

(ii) les glissements translationnels (**figure 2, b**) qui se déclenchent à la faveur d'une discontinuité géologique plus ou moins conséquente, généralement plane, dans des matériaux divers qui peuvent être déplacés par translation, loin dans la pente. C'est le cas des glissements de blocs, de sol, rocheux, de débris et les glissements évoluant en coulée boueuse (Maquaire, 2002). Par rapport au glissement rotationnel, il y a mise en mouvement dès lors que le poids de la masse instable dépasse les forces de friction. Ce type de mouvement peut s'étendre sur plusieurs kilomètres et se produit le plus souvent dans les flyschs et les schistes.

(iii) certains glissements composites ou complexes montrent une surface de rupture en partie concave et en partie plane; sur d'autres, rotation et translation sont associées.

2.c. La genèse d'un glissement de terrain

Un certain nombre de facteurs vont modifier les conditions de stabilité du versant et peuvent provoquer, dans certains cas, l'initiation

d'un glissement de terrain (Gunzberger, 2005). Ces facteurs peuvent être internes (géologiques) ou externes (précipitations intenses, séismes, érosion; Varnes, 1978 ; Alexander, 1992 ; Cruden et Varnes, 1996). Ils correspondent à des actions naturelles et/ou anthropiques à l'origine du déclenchement d'un glissement de terrain.

La structure géologique explique en partie l'abondance des glissements de terrain dans la moyenne vallée de l'Ubaye. La couverture morainique repose sur une épaisseur de marne noire du callovo-Oxfordien. Cette formation est meuble, peu consolidée, friable, à matrice argileuse. Cette discontinuité majeure favorise le déclenchement des glissements. L'eau est considérée comme l'un des facteurs de déclenchement les plus communément observés dans l'instabilité des versants (Varnes, 1978, 1984 ; Flageollet, 1989, 1999 ; Maquaire, 2002). Elle va, par circulation à travers les interstices, altérer la roche et fragiliser le versant. Elle peut également induire d'importantes contraintes au sein même du versant par l'augmentation des pressions interstitielles dans les fractures (Malet, 2003; Thiery, 2007).

Dans le cas de la moyenne vallée de l'Ubaye, les précipitations intenses liquides et solides jouent un rôle fondamental dans le déclenchement et la réactivation des glissements de terrain (Flageollet, 1999). La circulation de l'eau entraîne un remaniement permanent du dépôt morainique qui favorise la présence de surfaces de ruptures entre les deux couches (Flageollet, 1999 ; Maquaire, 2002; Thiery, 2007). Ainsi, il a été observé, à l'échelle de la moyenne vallée de l'Ubaye, une forte relation entre les événements pluvieux de forte inten-

sité et le déclenchement de glissements de terrain (Cojean, 1994 ; De Vita et Reichembach, 1998 ; Crosta, 1998 ; Flageollet, 1999 ; Malet, 2003). Les précipitations jouent également un rôle dans l'accélération des vitesses de déplacement des glissements de terrain observés (Meneroud, 1983 ; Maquaire, 2002 ; Malet, 2003). De fortes précipitations et particulièrement les orages violents en été, saturent les sols à un seuil critique de stabilité sur de faibles surfaces (Cartier et Delmas, 1984 ; Meneroud, 1983 ; Govi, 1989 ; Kerle et Van Wyk de Vries, 2001). La fonte des neiges contribue à la mobilisation et au transport de grandes quantités d'eau sur une courte période. Celle-ci réalimente périodiquement les glissements de terrain (Blanc et al., 1987 ; Flageollet, 1999). L'homme a souvent contribué à l'instabilité des pentes en modifiant la morphologie du versant et les conditions hydrauliques initiales (Chamley, 2002). De nombreux glissements de terrain ont été observés suite à la construction d'une route ou encore la modification de la circulation des eaux de ruissèlement (Flageollet, 1989 ;

Chamley, 2002). A titre d'exemple, Martin (1996) montre que 95 % des événements recensés dans la vallée de Vars (située à proximité de la moyenne vallée de l'Ubaye) entre 1820 et 1995 ont un facteur de déclenchement anthropique. Enfin, dans le cas de la moyenne vallée de l'Ubaye, la déforestation importante a contribué à favoriser l'instabilité des versants.

3. Les processus géomorphologiques et les cernes de croissance

3.a. La dendrochronologie

La reconstruction des phases d'activités des glissements de terrain a été réalisée au moyen d'une approche dendrogéomorphologique, dérivée de la dendrochronologie. La dendrochronologie est une méthode de datation absolue basée sur l'analyse des cernes de croissance des arbres. Elle s'appuie sur le fait que les arbres situés dans les régions tempérées, forment chaque année un cerne de croissance distinct, par division périclinale de

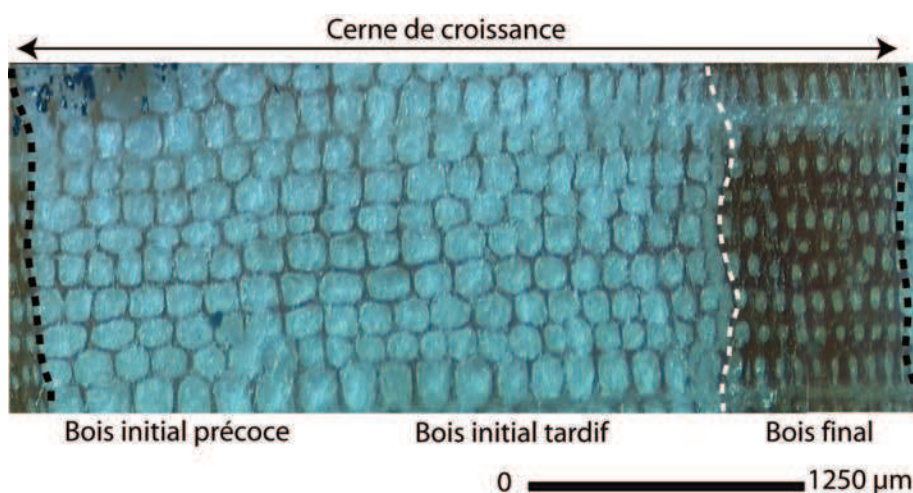


Figure 3. Cerne de croissance de *Pinus uncinata* (*pin à crochet*).

Le bois initial (BI) se forme début juin jusqu'à mi-juillet et se subdivise en bois initial précoce (BIP) et tardif (BIT). Le bois final (BF), quant à lui, se forme dès la mi-juillet et cesse sa formation début octobre (cliché J.Lopez Saez).

l'assise cambiale située à la périphérie de l'organe, sous le tissu cortical (Guibal, 1998). Le cycle de croissance des arbres est régulé par la saisonnalité du climat. Chez les conifères (gymnospermes), le cerne (**figure 3**), présente une structure particulière qui se caractérise par :

(i) un bois initial (**figure 3**) constitué de rangées de trachéïdes de couleur claire, de grande taille, à paroi mince, lui conférant une faible densité. Ce bois initial se forme, pendant la période de végétation, au cours du printemps et jusqu'au début de l'été, afin de faciliter le transport de l'eau et des nutriments,

(ii) un bois final formé pendant la période estivale. Ce bois est constitué de rangées de trachéïdes de couleur sombre, de petite taille, avec une paroi plus épaisse. Cette structure lui confère une densité supérieure qui favorise la stabilité mécanique de l'arbre (**figure 3**).

Durant la période de dormance (saison d'hiver), la division cellulaire cesse. Une séquence de cernes est l'enregistrement des variations de croissance de l'arbre en condition naturelle (Fritts, 1976). On peut considérer une série de largeurs de cernes comme une agrégation linéaire de plusieurs facteurs pouvant être exprimée selon l'équation (Graybill, 1982 ; Cook et al., 1990 ; Petitcolas, 1998 ; Corona, 2007) :

$$R_t = A_t + C_t + \delta D_{1t} + \delta D_{2t} + E_t$$

R_t : série de largeurs de cernes observées,

A_t : tendance d'âge (variations de basses fréquences liées à l'âge des arbres),

C_t : signal climatique (signal de hautes fréquences lié aux variations interannuelles du climat),

δD_{1t} : impulsion liée à une perturbation exogène au peuplement (dans notre cas les glissements de terrain),

δD_{2t} : impulsion liée à une perturbation endogène locale (compétition, pathologie, parasitisme),

E_t : part non expliquée des variations interannuelles, non liée aux autres signaux.

La largeur d'un cerne et la proportion de bois initial et de bois final varient au cours de la vie de l'arbre, en fonction de facteurs internes (biotiques ou génétiques), tels que la longévité, l'âge ou la sensibilité de l'arbre. La croissance est également conditionnée par des facteurs externes (abiotiques) tels que les variations interannuelles du climat, le sol, l'altitude, les attaques de ravageurs, les interventions humaines ou les processus géomorphologiques, tels que les glissements de terrain. Il en résulte que des séquences de cernes particulièrement minces ou affectés de caractères anatomiques originaux, communes à plusieurs arbres, constituent des repères chronologiques capables de synchroniser des séries de cernes et de construire des chronologies moyennes de séries contemporaines dans lesquelles les particularités propres aux individus sont atténuées (Schweingruber et al., 1990). La synchronisation (interdatation) d'échantillons différents repose sur la recherche d'une concordance visuelle entre les courbes représentatives des différentes chronologies et sur l'établissement d'une concordance statistique à l'aide de tests appliqués aux séries numériques (Baillie, 1995). L'interdatation permet ainsi d'attribuer à chaque cerne l'année exacte de sa formation (Fritts, 1976).

L'identification de marqueurs anatomiques similaires sur des échantillons dont la date de mise en place des cernes est inconnue et sur d'autres dont la date de mise en place des cernes est connue aboutit à la datation absolue des premiers (**figure 4**). La dendrochronolo-

gie a donc été utilisée en archéologie afin de dater des pièces de bois. Les informations contenues dans les cernes de croissances de l'arbre ont été exploitées pour reconstruire les variations des conditions environnementales. Plusieurs disciplines dérivées de la den-

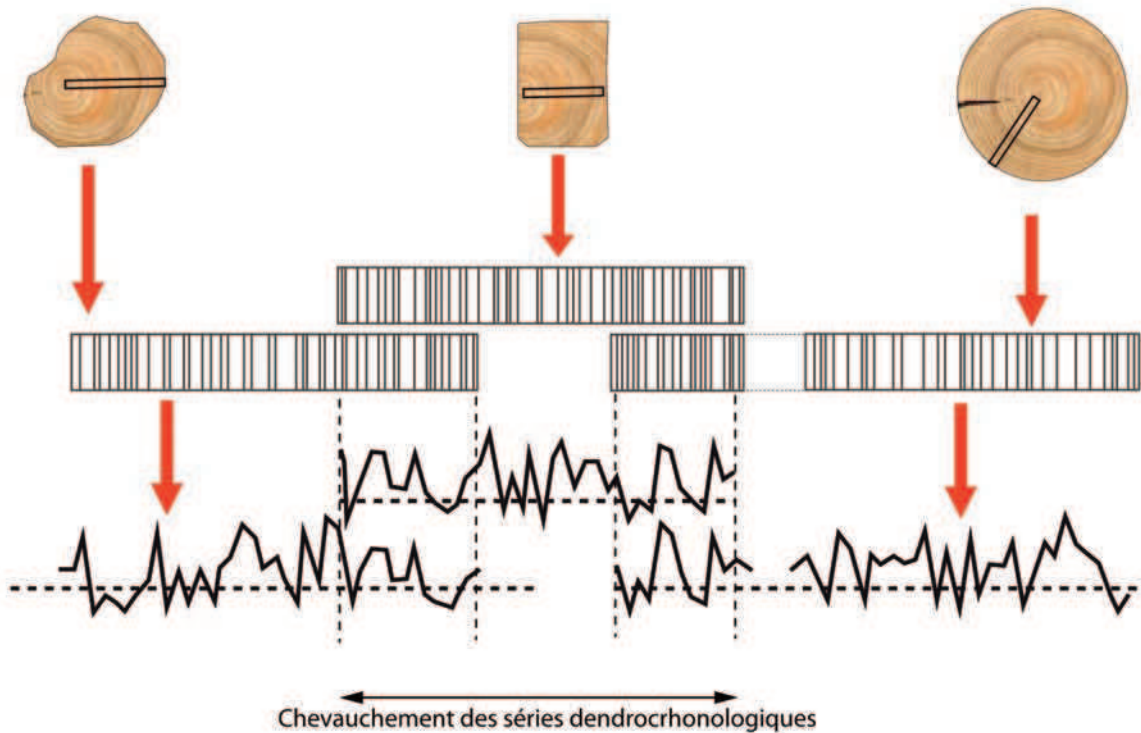


Figure 4. **Principe de l'interdatation.**

Interdatation des séries de largeurs de cernes d'âge inconnus de la charpente d'une bergerie et d'un arbre mort, avec la série de largeurs de cernes d'âge connus d'un peuplement forestier vivant. (Cliché de la bergerie, J.L. Edouard).

drochronologie telles que la dendroécologie, la dendroclimatologie, la dendrogéochimie, et la dendrogéomorphologie se sont ainsi développées.

3.b. La dendrogéomorphologie

La dendrogéomorphologie, utilise les informations contenues dans les cernes datés pour dater et reconstruire les processus géomorphologiques. Définie par Alestalo (1971), cette discipline se base sur,

- (i) la capacité du peuplement forestier à réagir à l'impulsion liée à une perturbation exogène, en l'occurrence le processus géomorphologique,
- (ii) l'enregistrement de cette réponse dans les caractéristiques des cernes annuels de bois ou dans des anomalies morphologiques visibles. Cette définition a été précisée par Shroder (1978, 1980) avec le concept de « Processus-Évènement-Réponse ». Ainsi, dans notre cas, le glissement de terrain représente le processus géomorphologique. L'impact assimilé à l'évènement qu'occasionne le processus sur l'arbre entraîne à partir d'un certain seuil et d'une certaine intensité, une réponse à la perturbation. Lorsque le stress est trop violent, il occasionne la mort de l'arbre. En cas de survie, les réponses peuvent concerner la

croissance radiale de l'arbre, sa morphologie ou son anatomie. L'identification de ces dommages puis leur interdatation, permettent de reconstituer la chronologie des évènements avec une précision annuelle à saisonnière, l'intensité, la fréquence et l'emprise spatiale du processus.

La dendrogéomorphologie a contribué à l'amélioration des connaissances concernant différents processus d'érosion (Astrade et al., accepté, tableau 1).

L'essentielle des publications scientifiques (à ce jour, 112 publications dans des revues internationales de rang A) se concentrent dans l'étude de l'activité passée des avalanches (38 articles) et des laves torrentielles (31). Pour cette dernière, la majorité des études dendrogéomorphologiques ont une approche spatio-temporelle (23) et la quasi-exclusivité ont été réalisées dans les Alpes (30). Au contraire, pour les avalanches, les études se concentrent essentiellement en Amérique du Nord et peu d'entre elles (4) abordent l'emprise spatiale du processus. Dans le domaine des glissements de terrain, 18 publications scientifiques ont été dénombrées dont seulement 2 réalisées dans les Alpes. La majorité (16) n'aborde pas l'approche spatiale de la discipline, et seulement 2 publications discutent du rôle des précipitations dans les phases de déclenchement.

Processus	Etude dendrogéomorphologique	Spatiale	Climat	Alpes
Lave torrentielle	31	23	9	30
Chute de blocs	12	7	1	8
Avalanche	38	4	4	7
Erosion de surface	13	1	0	5
Glissement	18	2	2	2

Tableau 1. Nombre de publications scientifiques en dendrogéomorphologie.

Le tableau précise le nombre de publications qui développent une approche spatiale et qui discutent du rôle des facteurs climatiques dans le déclenchement des processus. Il précise également, le nombre de publications réalisées à l'échelle alpine.

Auteurs	Localisation	Type de glissement	Nombre arbres	Indicateurs	Périodes	Résolution	Facteurs déclenchants
McGee, 1893	Tennessee, USA	Glissement		Dendrométrie, age du peuplement	1812-1892	Estimation	Tremblements de terre
Fuller, 1912	Mississippi, USA	Glissements de berge		Dendrométrie, age du peuplement	1812-1904	Estimation	Tremblements de terre
Shroder, 1978	Table Cliffs Plateau, USA	Glacier rocheux		Excentricité		Annuelle	
Reeder, 1979	Anchorage, Alaska	Glissement		Excentricité		Annuelle	Tremblements de terre
Jensen, 1983	Wyoming, USA	Glissement		Excentricité		Annuelle	
Braam et al. 1987	Paca, France	Glissements complexes	56	Excentricité	1890-1980	Annuelle	Précipitation
Kashiwaya, 1989	Kobe, Japon	Glissement		Réduction de croissance	1900-1985	Annuelle	Précipitation
Hupp et al. 1987	Californie, USA	Laves torrentielles et coulées		Excentricité		Annuelle	
Williams et al. 1992	Seattle, USA	Glissement		Excentricité		Annuelle	
Flemming et Johnson, 1994	Ohio, USA	Glissement		Excentricité	1958-1995	Annuelle	Précipitation
Astrade et al. 1998	Rhône Alpes, France	Glissement et coulées de boues	41	Excentricité	1900-1990	Annuelle	Précipitation
Corominas et Moya, 1999	Pyrénées, Espagne	Plusieurs glissements complexes	258	Excentricité	1920-1995	Annuelle	Précipitation
Fantucci et Sorriso-Valvo, 1999	Calabre, Italie	Glissement	38	Excentricité	1840-1995	Annuelle	Tremblements de terre et Précipitation
Carrara, 2003	Wyoming, USA	Glissement complexe	30	Réduction de croissance	1693-2000	Annuelle	Tremblements de terre
Carrara et O'Neill, 2003	Montana, USA	Glissement complexe	32	Réduction de croissance	1890-1990	Annuelle	Tremblements de terre
Stefanini, 2004	Appenins, Italie	Glissement complexe, écroulement	24	Réduction de croissance, blessures	1920-2000	Saisonnaire	Tremblements de terre et Précipitation
Wieczorek et al. 2006	Virginie, USA	Réactivation d'un glissement dormant	6	Excentricité	1850-2000	Annuelle	Précipitation (Houragan)
Van Den Eeckhaut et al 2009	Ardèche, Belgique	Plusieurs glissements complexes	147	Excentricité	1910-2000	Annuelle	Précipitation
Lopez saez et al. 2011a	Paca, France	Glissement complexe	79	Bois de compression, réduction de croissance	1850-2008	Saisonnaire	Précipitation
Lopez saez et al. 2011b	Paca, France	Glissement rotationnel	403	Bois de compression, réduction de croissance	1900-2010	Saisonnaire	Précipitation

Tableau 2. Principales recherches en dendrogéomorphologie dans le domaine des glissements de terrain.

Les premières recherches (**tableau 2**) ont utilisé l'âge du peuplement pour la datation de glissements de terrain dans le Tennessee (McGee, 1893) et sur les berges du Mississippi (Fuller, 1912). Depuis les années 1970, les cernes perturbés ont été utilisés aux États-Unis (Shroder, 1978 ; Reeder, 1979 ; Jensen, 1983 ; Hupp, 1983 ; Williams et al., 1992 ; Carrara et O'Neill, 2003 ; Wieczorek et al., 2006), au Canada (Clague et Souther, 1982) et au Japon (Kashiwaya et al., 1989). En Europe, la dendrogéomorphologie a permis la reconstitution de la fréquence et de l'exten-

sion de glissements de terrain dans les Alpes françaises (Braam et al., 1987 ; Astrade et al., 1998 ; Lopez Saez et al., 2011a,b) et italiennes (Fantucci et McCord, 1995 ; Fantucci et Sorriso-Valvo, 1999 ; Santili et Pelfini, 2002 ; Stefanini, 2004), dans les Pyrénées espagnoles (Corominas et Moya, 1999) et plus récemment en Belgique (Van Den Eeckhaut et al., 2009). Les résultats couvrent des périodes variables, de quelques décennies à plusieurs siècles (Carrara et O'Neill, 2003). Les reconstitutions réalisées à partir des études dendrogéomorphologiques mettent

principalement en évidence les rôles significatifs de l'activité sismique et du cumul de précipitations comme facteurs favorables aux déclenchements de glissements de terrain. Par exemple aux États-Unis, Mc Gee (1893) et Fuller (1912) ont mis en évidence le rôle de la crise sismique de New Madrid (1811-1812) dans l'instabilité de versants qu'a connue la région centre des États-Unis. Carrara (2003) met également en relation l'activité sismique dans le parc de Yellowstone comme facteur de déclenchement d'une série de glissements de terrain. En Europe, Fantucci et Sorriso-Valvo (1999) montrent que 80% des anomalies de croissance datées coïncident avec des tremblements de terre répertoriés dans la région de Calabre (Italie). Les précipitations sont également un facteur majeur favorable aux instabilités de versants. Dans le Sud de la France, Astrade et al. (1998) expliquent le rôle des facteurs climatiques dans le déclenchement des mouvements. D'une façon générale, les périodes d'instabilités sont précédées de plusieurs épisodes pluvieux au cours de l'été.

Chapitre 2: Les sites d'étude

Chapitre 2 : Les sites d'étude

1. La moyenne vallée de l'Ubaye:

1.a. La localisation de la vallée

La moyenne vallée de l'Ubaye se situe dans les Préalpes du Sud, à l'extrémité Nord du département des Alpes de Haute-Provence (06°41'10.0"E, 44°23'23.0"N). La vallée est drainée par le cours moyen de l'Ubaye, enclavée entre les massifs montagneux de l'Embrunais au Nord, du Queyras au Nord-Est et

du Mercantour de l'Est au Sud (**figure 5**). La rivière Ubaye, de régime torrentiel, prend sa source à 2655 mètres d'altitude dans le massif du Mont Viso (Alpes piémontaises) à proximité de la frontière italienne. La haute vallée, s'écoule d'abord vers le Sud-Ouest puis prend la direction de l'Ouest, au niveau de la commune de Barcelonnette. A cet endroit, son cours est calme, sa pente faible, de l'ordre de 7 % (Légier, 1977), favorisant un étalement large, avant de rejoindre, après 80 kilomètres, le lac artificiel de Serre-Ponçon et la rivière Durance.

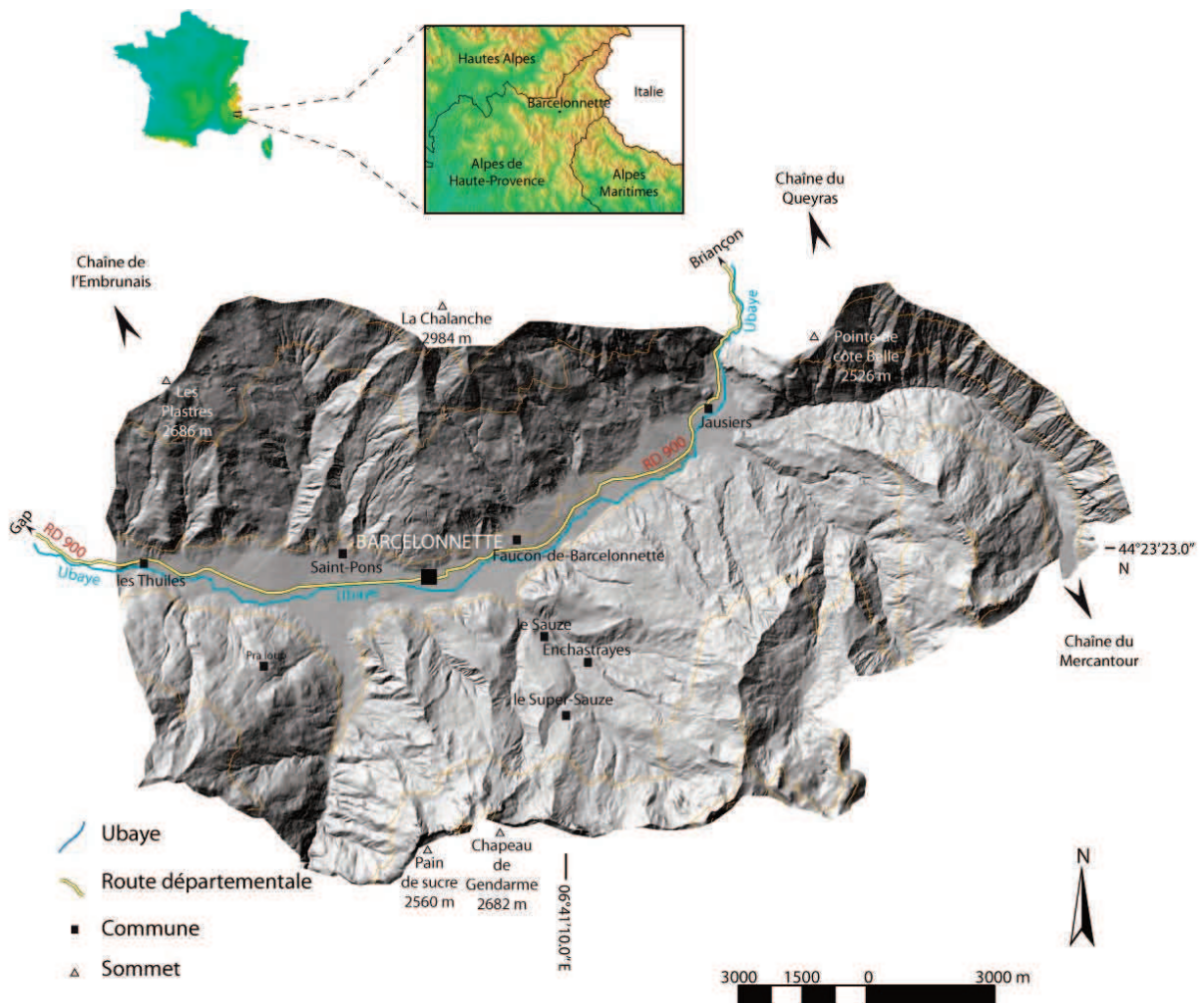


Figure 5. Localisation de la moyenne vallée de l'Ubaye.

La vallée est située dans le Sud Est de la France, proche de la frontière italienne, dans le département des Alpes de haute-Provence (04). La vallée est traversée d'Est en Ouest par l'Ubaye. La RD 900 est le principal axe de communication de la vallée. (BD alti, IGN 1998; OMIV, 2011).

La superficie de la vallée approche les 200 km², avec une longueur de 15 kilomètres entre Jausiers et Les Thuiles, pour une largeur maximale de 10 kilomètres. La vallée est cadenassée à l'Ouest, par le verrou de Méolans-Revel (situé à 2 kilomètres à l'aval du hameau de Les Thuiles, **figure 6, a**), véritable goulet, et à l'Est, par un resserrement correspondant au Pas de Grégoire à 2 kilomètres en amont de la commune de Jausiers (**Debelmas, 1983**) (**figure 6, c**).

D'un point de vue topographique, la vallée présente un profil dissymétrique, avec un adret aux pentes fortes (60 % en moyenne) et un ubac aux pentes plus douces (45 % en moyenne) (**figure 6**). D'une altitude moyenne de 1130 mètres, les lignes de crêtes de la vallée, forment une barrière orographique continue. Elles culminent à une altitude comprise entre 2600 et 3200 mètres. La Chalanche (2984 mètres) au Nord, Les Plastres (2686 mètres) au Nord-Ouest, le Pain de Sucre

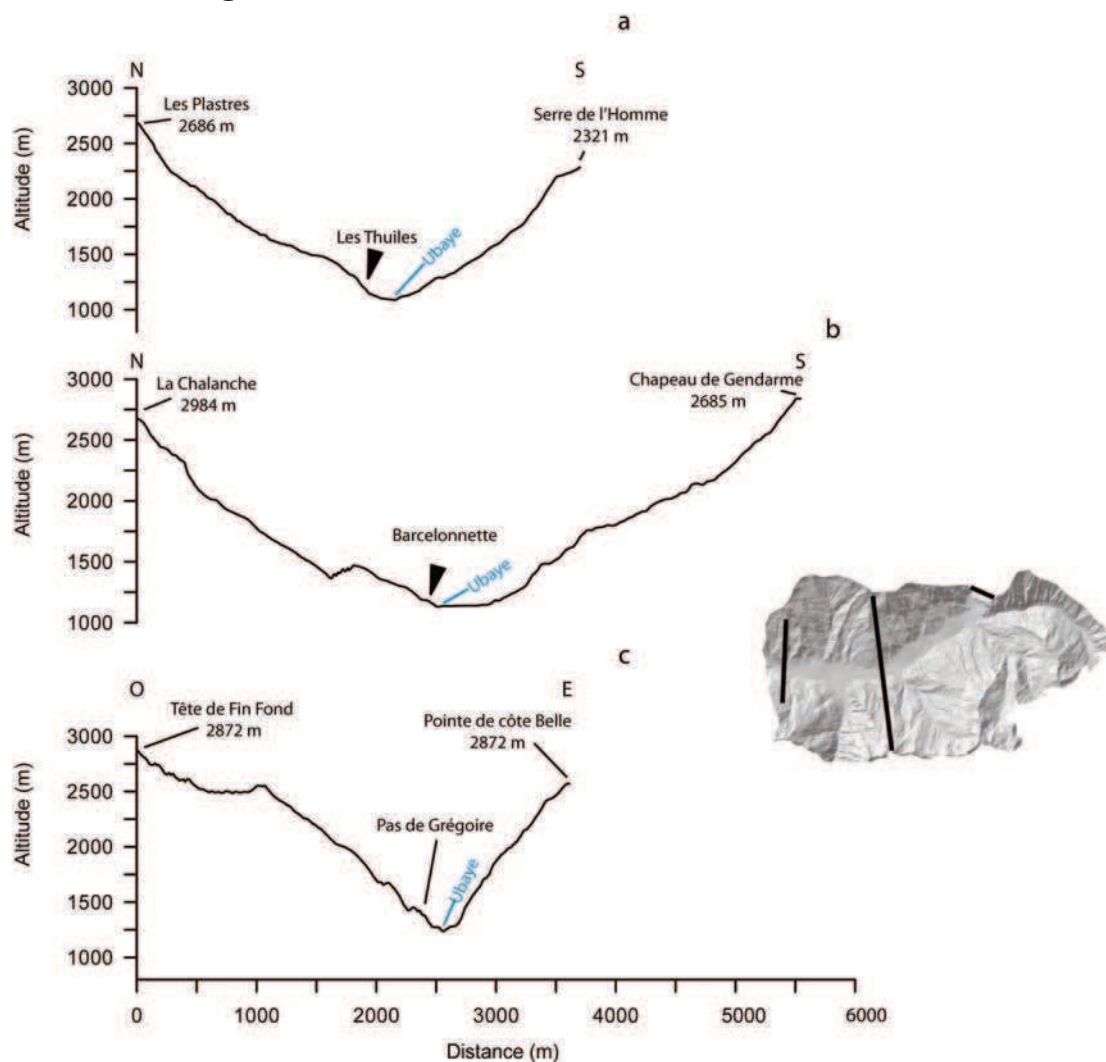


Figure 6. **Profils topographiques simplifiés réalisés le long de la moyenne vallée de l'Ubaye.**

Le premier profil topographique entre (a) Les Plastres et Serre de l'Homme, traverse la commune de Les Thuiles. Il montre un encaissement léger de la vallée, qui est précédé, plus à l'aval, par le verrou de Méolans-Revel. Le profil suivant (b) entre La Chalanche et le Chapeau de Gendarme, se situe en partie centrale de la vallée. Il relie deux des principaux sommets de la vallée et passe par la commune de Barcelonnette. Il met en évidence une dissymétrie des ubacs et adrets ainsi qu'un replat en fond de vallée. Le troisième profil (c) entre la Tête de Fin Fond et la Pointe de côte Belle est situé dans la partie la plus à l'amont et qui correspond au resserrement de la vallée au niveau du Pas de Grégoire.

(3208 mètres) et le Chapeau de gendarme (2685 mètres) au Sud (**figure 6, a, b**) constituent les principaux sommets qui encadrent la moyenne vallée de l'Ubaye. En amont, ces crêtes sont majoritairement sur-créusées en cirque glaciaire et forment des bassins de réception donnant naissance à des torrents. En aval, l'activité torrentielle a engendré la formation de nombreux cônes de déjection (Flageollet, 1999 ; Malet, 2003). Au niveau de la commune de Barcelonnette, la vallée est plus large et de surface plane sur 1 kilomètre (**figure 6, b**). Les versants sont eux, moins inclinés, pour une pente comprise entre 25 et 30 %. Malgré sa situation d'enclave, la vallée est accessible par la route départementale 900, qui longe le lit de l'Ubaye. C'est le principal axe de communication reliant la vallée, aux communes de Gap et Briançon (**figure 5**). La population est de 6192 habitants (population légales en 2008, Insee), répartie sur les communes de Saint Pons, Barcelonnette, Faucon-de-Barcelonnette, Jausiers, Enchastrayes et Uvernet-Fours, mais peut atteindre plus de 15 000 pendant la saison touristique. L'économie est principalement centrée sur les loisirs et notamment les sports d'hiver avec les stations de Pra-Loup, Sauze et Super Sauze (**figure 5**). L'agriculture ainsi qu'une petite activité industrielle, concentrée en fond de vallée, existent.

1.b. Un contexte géologique favorable

La moyenne vallée de l'Ubaye représente une particularité au sein du massif alpin. Située entre deux massifs cristallins (Argentera et Mercantour), elle occupe une position géologique spécifique (Maquaire, 2002). Elle forme une fenêtre géologique autochtone à la suite d'un bombement structural (Quintlé, 1995 ; Remaître, 2006). La vallée a connu plusieurs phases tectoniques alpines qui ont contribué à la genèse de la fenêtre géologique (Remaître, 2006 ; Thiery, 2007). Au tertiaire, le mouvement de surrection des Alpes a entraîné un déversement de nappes de charriages sédimentaires (nappe de charriage du Parpaillon notamment) recouvrant les terrains autochtones d'une épaisseur considérable.

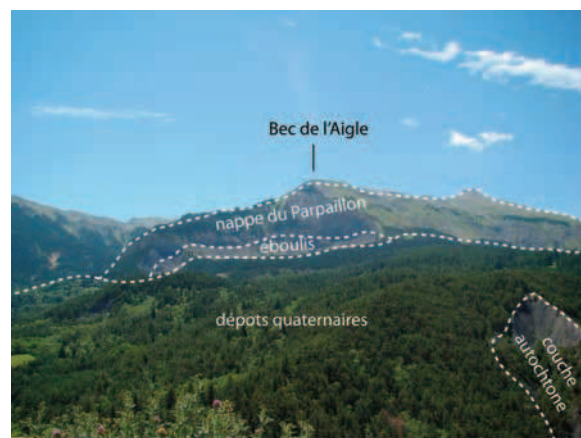


Figure 7. **Bec de l'Aigle.**

Le sommet est situé en partie amont de la moyenne vallée de l'Ubaye. Son versant met en évidence les différentes couches géologiques caractéristiques de la vallée. Au premier plan, la couche autochtone de marne noire est affleurante et présente la forme d'un modelé en badlands. Cette couche est recouverte par un dépôt quaternaire, d'épaisseur variable, dissimulé par la couverture forestière. Au deuxième plan, en partie sommitale du Bec de l'Aigle, une épaisseur d'éboulis est située au pied de la falaise. Enfin, l'apex correspond aux nappes de charriage de flysch.

La région comprend ainsi, plusieurs ensembles structuraux superposés:

- (i) un soubassement autochtone qui constitue la base des versants, puis, couronnant ceux-ci,
- (ii) des nappes de charriage constituées principalement de flyschs (flyschs dissociés et flyschs à Helminthoïdes) (**figure 8**).

La couche autochtone est composée principalement de « Terres noires » du Callovo-Oxfordien ([Weber, 2001](#)) (**figure 8**). Cette formation de marne bleu-noire est altérée et de caractéristique mécanique plutôt médiocre.

Elle se caractérise par une structure tendre, feuilletée, qui font d'elle une formation meuble, mal consolidée, friable et relativement imperméable. Ces caractéristiques la rendent sensible au ruissellement concentré et au ravinement ([Thiery, 2007](#)). L'imperméabilité des marnes noires favorise la présence de sources et la concentration en eau. Cette circulation entraîne des surfaces de rupture au contact des flyschs ou des dépôts morainiques qui ont une capacité de rétention en eau élevée ([Légier, 1977](#) ; [Malet, 2003](#)). Ce contraste de perméabilité est en partie à l'origine

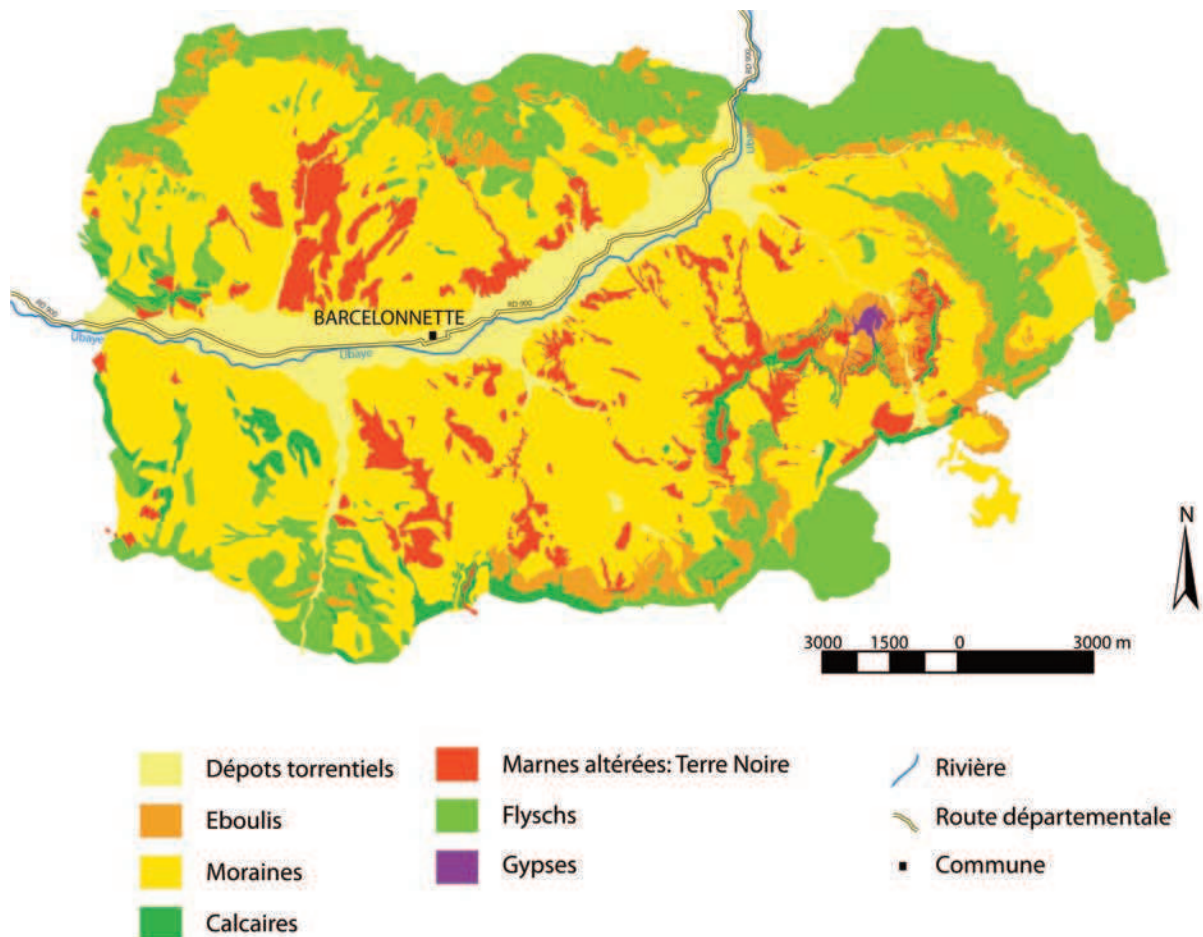


Figure 8. Les principaux traits lithologiques de la moyenne vallée de l'Ubaye.

Les parties sommitales (en vert) de la vallée sont essentiellement composées de la nappe de flysch à Helminthoïdes (Nappe de Parpaillon qui date du Tertiaire). Le reste de la vallée est recouverte par un dépôt quaternaire (jaune), témoin de l'intense activité passée des glaciers dans la vallée. En rouge, on distingue les parties affleurantes de la couche autochtone de marne altérée. Elle se situe principalement dans les secteurs à forte érosion tels que les versants et lits des bassins torrentiels. Enfin, les dépôts torrentiels se concentrent en fond de vallée, et terrasses de l'Ubaye ([OMIV, 2011](#)).



Figure 9. Exemples de faciès autochtones, de dépôts tertiaires et quaternaires.

(a) modelé en Badlands situé dans le bassin versant du Riou Bourdoux, en rive gauche du torrent,

(b) épaisseur de dépôt morainique sur la couche autochtone de marne noire du Callovo-Oxfordien, rive droite du Riou Bourdoux,

(c) balcon morainique de Lans. La moraine recouvre la couche de marne sur plus de vingt mètres (Malet, 2003; Thiery, 2007),

(d) dépôt d'éboulis, secteur amont du glissement du Bois Noir.

de nombreuses instabilités de versants (Légier, 1977 ; Delsigne, 1999 ; Mathieu, 2009). Ces terrains marneux, très sensibles aux processus d'érosion, sont visibles localement sous forme de « badlands » (Mathys et al., 1996 ; Chodzco et Lecompte, 1992 ; Lecompte et al., 1996 ; Descroix et Olivry, 2002 ; Maquaire, 2002) (figure 9, a). Le reste de la vallée est en partie masqué par des formations glaciaires et périglaciaires sous formes de dépôts morainiques, colluvions ou éboulis, sur des épaisseurs allant de 1 à 20 mètres (Malet, 2003) (figure 8 et figure 9, b, d). Les principaux dépôts morainiques ont été déposés par l'activité du glacier de l'Ubaye et par les nombreux glaciers affluents ne laissant émerger que les cimes les plus hautes lors du maximum d'englacement Würmien (Thiery, 2007). En se retirant, les glaciers ont laissées à découvert de nombreuses moraines de fond qui occupent les replats topographiques de la vallée (figure 9, c).

1.c. Un climat montagnard agressif

La moyenne vallée de l'Ubaye, d'orientation W-E, proche de la Méditerranée, se caractérise par un climat méditerranéen atténué à tendance montagnarde (Péguy, 1947 ; Légier, 1977) (figure 10). Elle appartient aux vallées internes dites « sèches » comme les vallées du Queyras, de la haute Durance ou encore de la Maurienne (Remaître, 2006). Sur la période 1800-2003, le régime pluviométrique, établi à partir des données *Histalp* (Efthymiadis et al., 2006; Auer et al., 2008), est plutôt sec, avec des modules annuels qui varient entre 600 et 1300 millimètres par an, pour une moyenne de 934 millimètres (écart type : 161 millimètres). La tendance méditerranéenne se caractérise par un régime pluviométrique saisonnier (figure 11) et une concentration des précipitations sur quelques jours (103 jours/an, Remaître, 2006). Le régime climatique est de type APEH : l'automne (mois de septembre, octobre, novembre) reste la saison

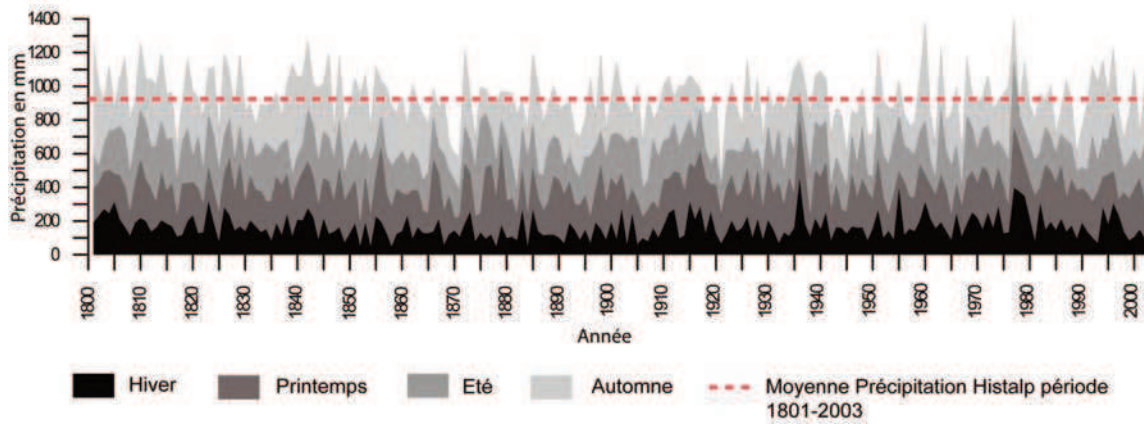


Figure 11. Série moyenne annuelle des précipitations à partir de la base de donnée *Histalp* sur la période 1800-2003.

Le régime pluviométrique est sec avec des modules annuels compris entre 600 et 1300 millimètres. La moyenne sur l'ensemble de la période est de 934 millimètres pour un écart type de 161 millimètres. L'automne reste la saison la plus arrosée avec 1/3 des précipitations totales annuelles.

la plus arrosée, avec en moyenne, pour la période 1800-2003, 295 millimètres (écart type : 108 millimètres). La sécheresse estivale est relativement courte, uniquement marquée durant les mois de juillet et août (environ 72 millimètres/mois). Toutefois, d'importants orages de convection surviennent en fin de journée avec une intensité supérieure à 50 millimètres/heure (Flageollet, 1999 ; Malet et al., 2003 ; Remaître, 2006 ; Thiery, 2007). L'hiver (décembre, janvier, février) est la saison la plus sèche avec seulement 175 millimètres (écart type : 73 millimètres), avec une sécheresse hivernale marquée durant le mois de janvier (51 millimètres en moyenne, écart type : 31 millimètres). La durée de l'enneigement est d'environ trois mois pour les adrets et de quatre pour les ubacs (Sivan, 2000). La tendance montagnarde du climat agit plutôt sur les températures. La température moyenne annuelle, calculée à partir des données de la station climatique de Barcelonnette (Remaître, 2006), est de 8,1°C pour la période 1975-2004 (figure 10, a). Cette tendance s'exprime par des amplitudes ther-

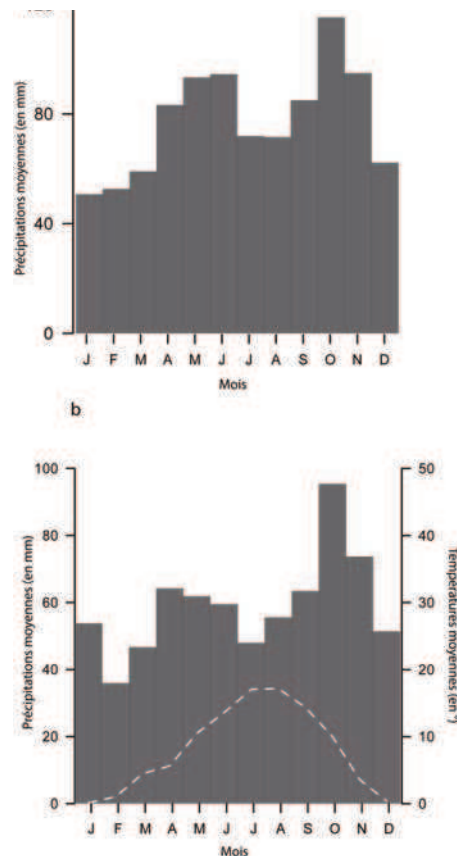


Figure 10. Série moyenne mensuelle des précipitations (a) à partir de la base de donnée *Histalp* sur la période 1800-2003 et diagramme ombrothermique (b) de la station climatique de Barcelonnette.

Les données du diagramme ombrothermique proviennent de la station climatique de Barcelonnette pour la période 1975-2004 (d'après Remaître, 2006).

miques diurnes consécutives, qui sont supérieures à 15°C (Delsigne, 1999 ; Remaître, 2006). Les faibles températures hivernales, favorisent les jours de gel (130 jours/an) et contribuent à la répétition des cycles gel/dégel (Maquaire et al., 2003). L'opposition adret/ubac accentue cette tendance, avec,

- (i) les adrets marqués par un fort ensoleillement, une sécheresse estivale, une fonte rapide du manteau neigeux et de nombreux cycles de gel/dégel,
- (ii) les ubacs sont caractérisés par une plus grande persistance du manteau neigeux en hiver et un été plutôt frais (Sivan 2000 ; Malet et al., 2003).

1.d. La pression de l'occupation humaine

La présence de l'homme a contribué au façonnement de la vallée. Malgré sa situation d'enclave, la moyenne vallée de l'Ubaye a connue une colonisation humaine plutôt ancienne. Des traces et vestiges montrent l'activité humaine dès 2000 ans avant J.C. par des tribus de bergers ligures méditerranéens et des Celtes venus chercher un refuge et des pâturages d'été (Delsigne, 1999). A cette époque, le faible impact de l'homme et les conditions climatiques optimales qui ont suivi la glaciation wurmienne favorisaient un paysage plutôt à dominante forestière. Durant la période romaine, la vallée était encore largement boisée et les hommes ont commencé progressivement à coloniser les fonds de vallées et notamment les cônes de déjection des torrents (Remaître, 2006). Au Moyen Age, le régime féodal a eu relativement peu d'emprise dans la vallée. Les hommes libres,

sans règles et sans autorités, en profitent pour accroître leurs pressions sur le milieu naturel. En 1262, se développent les deux principales citées de la vallée, Saint-Pons et Faucon qui ont connu un rôle stratégique dans la vallée. Dès lors, l'augmentation de la population, le défrichement, la pression des pratiques agropastorales et l'aménagement des versants en cultures auront pour principale conséquence, une modification de la dynamique de la végétation et des versants. Ce développement a connu son paroxysme jusqu'au début du 19ème siècle (**figure 12, a, c**). Cette période de forte pression anthropique coïncide avec le « Petit Age Glaciaire » qui se caractérise par un refroidissement climatique de l'ordre de -1°C par rapport à l'optimum médiéval (Corona et al., 2010a). Ces modifications ont engendré une reprise brutale et violente de l'activité des processus géomorphologiques, en particulier des glissements de terrain et des laves torrentielles. Dès lors, à partir de 1860, l'État met en place un vaste programme de Restauration des Terrains en Montagne (RTM) dans les Alpes et notamment dans la vallée de l'Ubaye. Une série de reboisements pour lutter contre l'érosion et l'instabilité de versant (**figure 12, b**) et des travaux de corrections des torrents ont ainsi été engagés (**figure 12, c**) (Chondroyannis, 1992 ; Delsigne et al., 2001 ; Remaître, 2006 ; Thiery, 2007). Le 19ème siècle marque un tournant dans la vallée. L'émigration prend une importance considérable à partir de 1821. Trois frères (frères Arnaud), originaire de Jausiers, sont à l'origine du flux migratoire des Ubayens au Mexique et en Louisiane. Fort de leur succès, des milliers de personnes les suivirent. L'exode rural s'accroît avec la

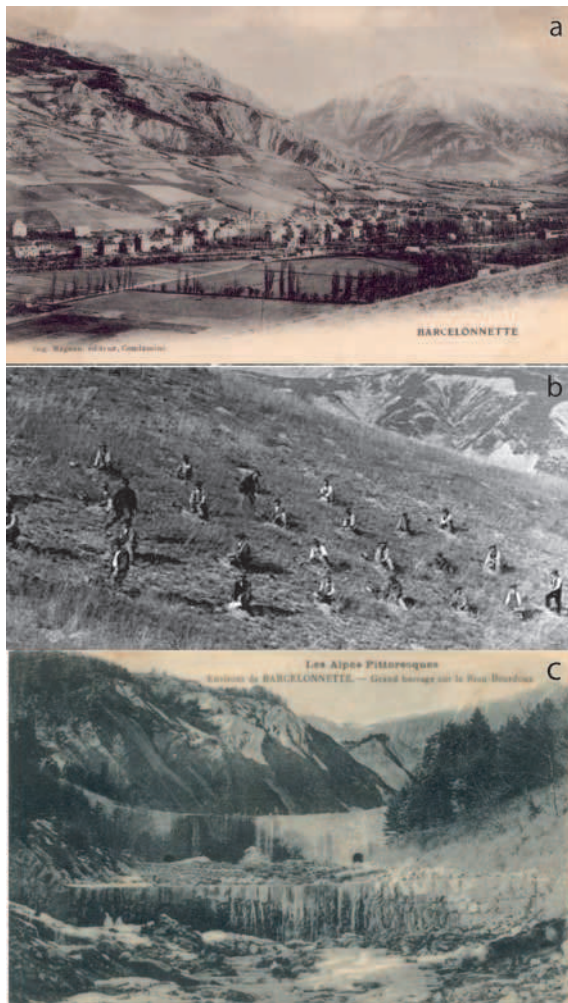


Figure 12. Le paysage de la moyenne vallée de l'Ubaye au début du 19^{ème} siècle.

(a) vue de Barcelonnette en 1904. Les versants sont cultivés. On observe l'absence de couvert forestier et le fort ravinement des versants.
 (b) campagne de reboisement des versants du bassin de réception du Riou Bourdoux.
 (c) barrage Demontzey en 1900, torrent du Riou Bourdoux (Combes, 1982).

première guerre mondiale. On comptait ainsi 18 000 personnes à la fin du 18^{ème} siècle. Elle ne compte plus que 7871 habitants en 1924. A partir des années 50, l'accélération de l'exode rural accentue la déprise agricole. Les terres labourables et les canaux d'irrigation, qui contribuent à la régulation de la circulation des eaux, sont alors progressivement abandonnés (Musset, 1987; Koehle 1994) contribuant à la reprise de l'érosion et de l'in-

stabilité des versants. Ce sont les congés payés et le développement des sports d'hivers et plus récemment l'écotourisme qui vont donner un nouvel élan économique et démographique à la vallée.

1.e. La végétation de la moyenne vallée de l'Ubaye

L'évolution, la diversité et la répartition de la végétation ont largement été influencées par des facteurs géographiques, climatiques et anthropiques (Jorda, 1980). D'une part,

(i) la situation géographique de la vallée accentue fortement le contraste adret/ubac. Sa position septentrionale, proche de la Méditerranée, favorise la montée des espèces en altitude, davantage que dans le reste des Alpes françaises,

(ii) le climat, l'exposition et le relief favorise l'étagement et la diversité,

(iii) enfin l'homme a contribué à la présence quasi exclusive de la couverture résineuse de l'étage montagnard et subalpin.

Actuellement, le bassin connaît une phase de reforestation aussi bien naturelle qu'artificielle. A l'échelle de la moyenne vallée de l'Ubaye, la forêt couvre 41 % de la superficie totale (Arnaud, 2007). On trouve de petits peuplements de *Quercus alba* (chêne blanc) en basses et moyennes altitudes. Sur les versants, l'opposition adret/ubac entraîne une différence dans la répartition des essences. En effet, 8 à 10 fois plus de rayonnement solaire est diffusé en adret (Chondroyannis, 1992) favorisant la présence d'essences sensibles aux conditions d'ensoleillement et d'humidité (Arnaud, 2007). Ainsi, on observe une plus importante proportion de pins, genre de pleine

lumière, qui supporte bien la sécheresse. En adret *P. uncinata*, *Pinus sylvestris* (pin sylvestre) et *Pinus nigra* (pin noir d'Autriche), issus des différentes campagnes successives de reboisement, colonisent ces versants ensoleillés. En ubac, *L. decidua* est dominant en raison de conditions microclimatiques froides et de sols bien alimentés en eau (Esmiol, 2004). Ce versant abrite quelques *A. alba* et *P. abies*, essences exigeantes en humidité, sont rares sur le versant. A partir de 2500 mètres, dans l'étage alpin, se développent essentiellement les pelouses alpines (Chondroyannis, 1992) (figure 13).

1.f. Des versants soumis à l'instabilité

La concentration de nombreux facteurs déclenchants fait de la moyenne vallée de l'Ubaye un observatoire exceptionnel de l'instabilité de versants. La vallée est soumise à une grande variété d'aléas souvent dévastateurs (Amiot et Nexon, 1995). Les inondations et l'activité torrentielle sont encore aujourd'hui responsables de très nombreux dégâts malgré les travaux de correction entrepris par les services RTM (Stien, 2001). De très nombreux glissements de terrain ont été recensés dans la vallée (figure 14). D'après la carte géologique au 1/50 000 (BRGM, 1974), 17 % de la surface de la moyenne vallée de l'Ubaye est affectée par les glissements de terrain. Il faut cependant nuancer ce pourcentage car il prend en compte les glissements

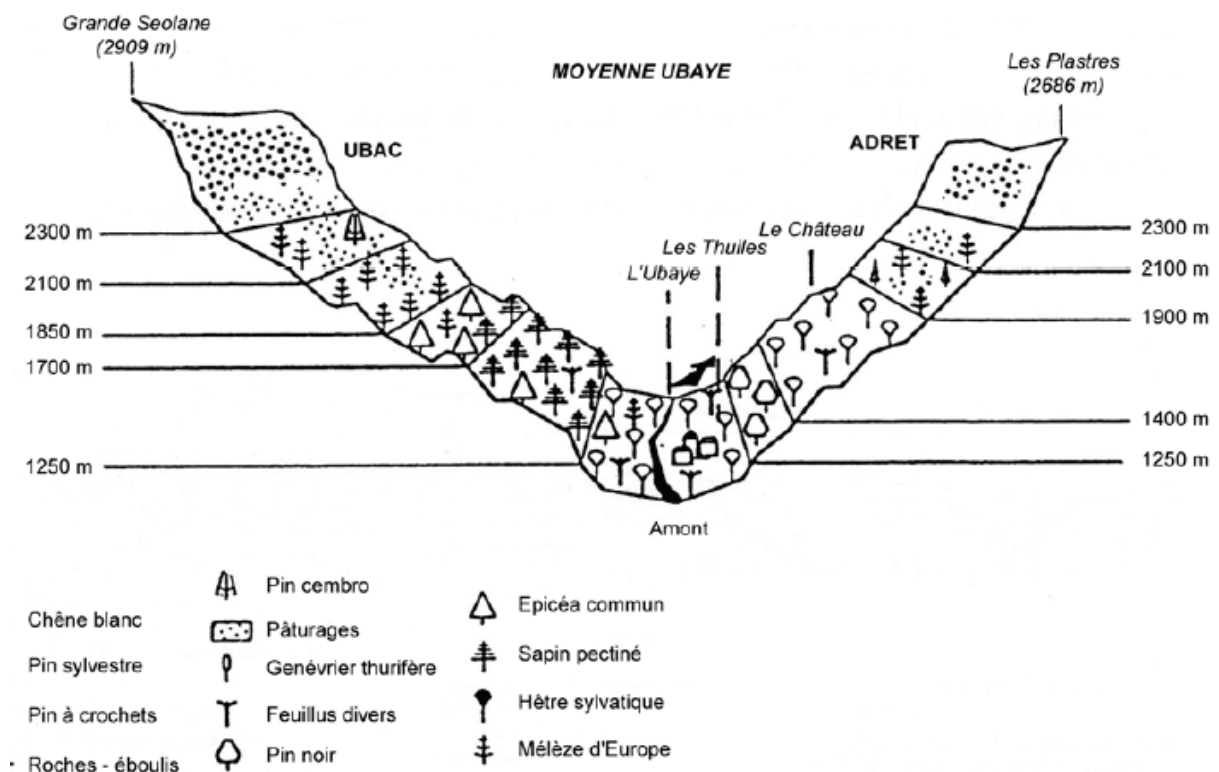


Figure 13. L'étagement de la végétation de la Moyenne vallée de l'Ubaye (Chondroyannis, 1992).

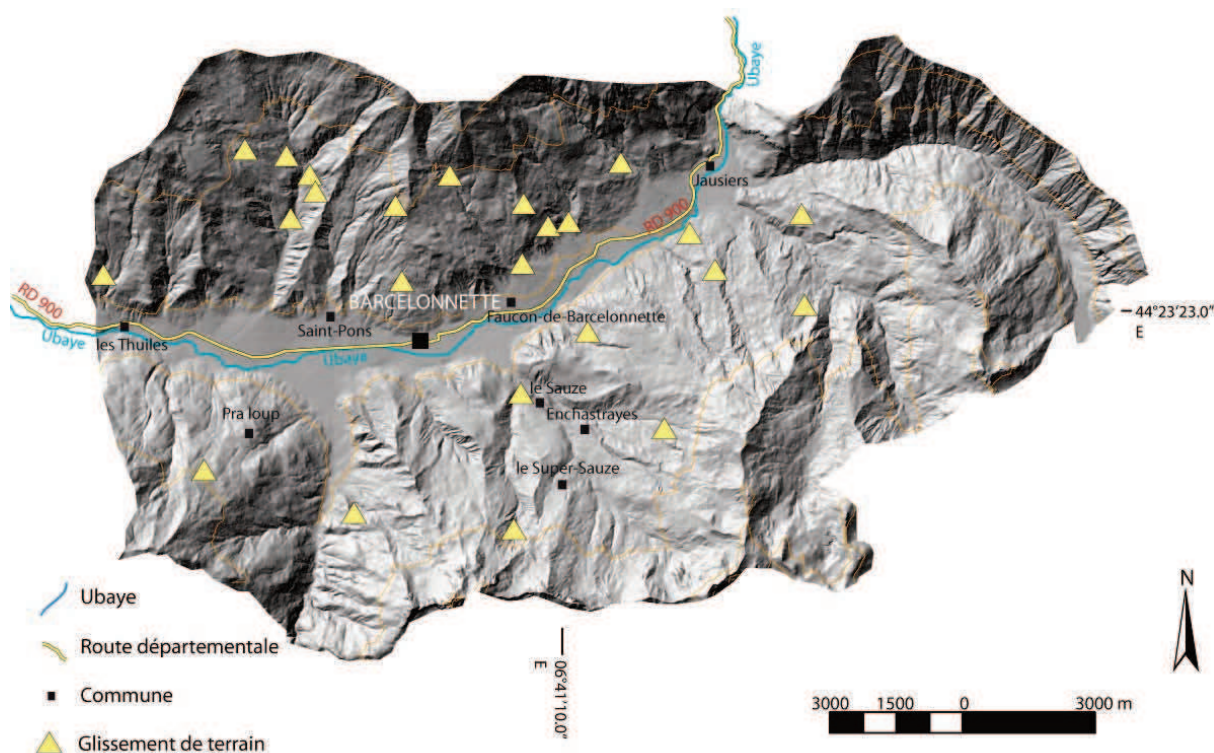


Figure 14. Localisation des principaux glissements de terrain dans la moyenne vallée de l'Ubaye (d'après Amiot et Nexon, 1995).

Cette localisation se base à partir d'une recherche bibliographique et d'une compilation des archives des différents services de l'Etat. Son représentés les glissements de terrain qui ont causés suffisamment de dégâts permettant leurs recensement.

fossiles, stabilisés et/ou dormants. Ces glissements se situent principalement dans les secteurs de marnes noires du Callovo-Oxfordien, de flyschs dissociés et sur les adrets (Weber, 2001 ; Maquaire, 2002 ; Thiery, 2007). Amiot et Nexon (1995) recensent ainsi 132 évènements historiques depuis 1850. Thiery (2007) distingue deux grandes catégories de glissements de terrain dans la moyenne vallée de l'Ubaye:

- (i) les glissements profonds,
- (ii) les glissements superficiels.

Les premiers correspondent aux glissements-coulées actifs, aux grands mouvements translationnels complexes ou rocheux fossiles. Les glissements-coulées de La Valette (figure 15, a) ou de Poche (figure 15, b), par exemple, caractérisent ce type d'instabilités de grande

ampleur. D'une grande profondeur, ils se déclenchent dans les nappes de charriages, les marnes noires du Callovo-Oxfordien et la couverture morainique. Leurs mouvements continus et violents limitent la colonisation forestière (figure 15, a, b). Les glissements superficiels (figure 15, c, d) sont plus nombreux et ne dépassent pas 6 mètres de profondeurs. Ils affectent principalement les marnes noires du Callovo-Oxfordien et les dépôts morainiques. Leurs fonctionnement, souvent épisodiques et leurs caractères non catastrophiques permettent le maintien des peuplements forestiers.

Différents facteurs prédisposants et déclenchants, expliquent l'abondance, la variété ainsi que la susceptibilité de la vallée aux déclenchements et réactivations des glissements



Figure 15. **Glissements de terrain profonds et superficiels.**

(a) les grands glissements-coulés de La Valette et de Poche (b). Leurs caractères profonds, continus et catastrophiques ne permettent pas la recolonisation de la végétation. Au contraire des glissements superficiels Des Davidsbas (c) ou des Aiguettes (d), moins profonds, avec des phases de repos facilitant la recolonisation et le maintien des peuplements.

de terrains superficiels. Ils peuvent être d'ordre :

- (i) *géologique*, avec la présence d'une couche autochtone de marnes altérée de caractéristiques mécaniques médiocres, très imperméables favorisant les surfaces de ruptures avec les formations superficielles ou des flyschs,
- (ii) *climatique*, avec un climat méditerranéen de montagne agressif. Les hivers froids et les printemps humides conditionnent l'instabilité gravitaire. Les paramètres climatiques évoqués comme facteurs déclenchants sont le plus souvent les orages estivaux, les précipitations intenses lors des mois d'automne et la fonte brutale du manteau neigeux (Flageollet, 1999),

- (iii) *anthropiques*, avec les phases successives de défrichement puis la déprise agricole, qui ont fragilisé les sols les rendant plus sensibles à l'érosion et au ruissellement.

L'approche dendrogéomorphologique nécessite la présence d'un peuplement forestier. Cette méthode est également conditionnée par la profondeur et l'intensité du glissement de terrain. Par conséquent, seuls les glissements superficiels (< 6 m de profondeur), non catastrophiques et d'intensité faible à modérée, qui vont endommager la tige et le système racinaire sans détruire l'arbre et le peuplement entier peuvent faire l'objet d'une étude spatio-temporelle fine.

2. Les sites d'études principaux

2.a. La sélection des sites

Afin d'optimiser l'échantillonnage et de proposer une approche spatio-temporelle à l'échelle de la moyenne vallée de l'Ubaye, le choix des sites d'étude principaux a été réalisé en fonction de l'exposition des versants :

- (i) deux sites d'étude localisés en adret, dans le bassin versant du Riou Bourdoux,
- (ii) deux autres en ubac, sur le versant de Bois Noir, au sud de la commune de Jausiers (figure 16).

2.b. Le bassin versant torrentiel du Riou Bourdoux

En adret, les sites d'étude se localisent dans le bassin versant (BV) torrentiel du Riou

Bourdoux (44°25'29.2" N, 06°37'02" E), à 3 kilomètres au Nord de la commune de Saint-Pons. Ce BV torrentiel présente un des bassins de réception les plus importants de la vallée. Sa superficie est d'environ 22 km² (Delsigne et al., 2001). Sa pente moyenne est de 23 % et peut atteindre 40 %, pour un dénivelé total de 1800 mètres (figure 17). Les sommets sont composés de flysch à helminthoïdes provenant des nappes de charriage de l'Autapie et de Parpaillon (figure 17, a). A l'aval, le réseau hydrographique, qui présente un aspect arborescent et dendritique (Delsigne, 1999 ; Utasse, 2009), s'écoule directement sur les marnes Callovo-Oxfordiennes (figure 17, b). Les formations glaciaires et périglaciaires qui recouvrent ces marnes sont des dépôts morainiques wurmiens, d'une épaisseur comprise entre 1 et 20 mètres (figure 17, c) (Malet, 2003 ; Arnaud,

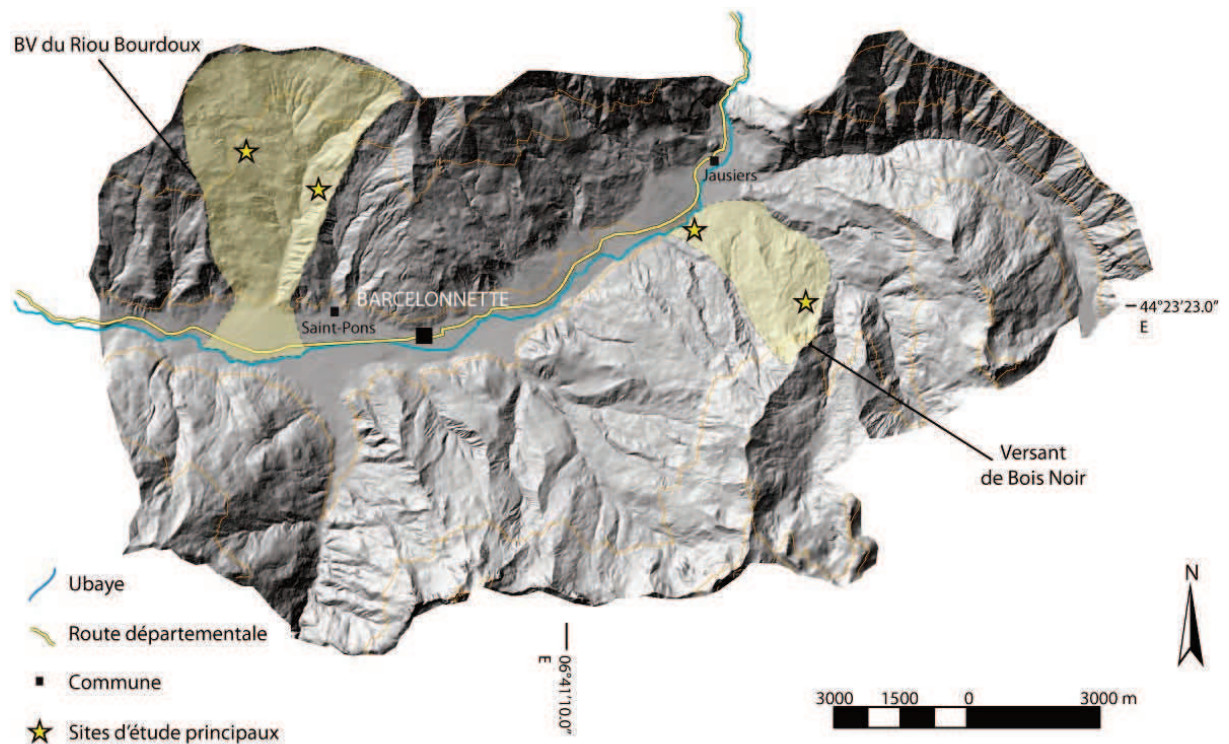


Figure 16. La localisation des 4 sites d'étude principaux dans la moyenne vallée de l'Ubaye.

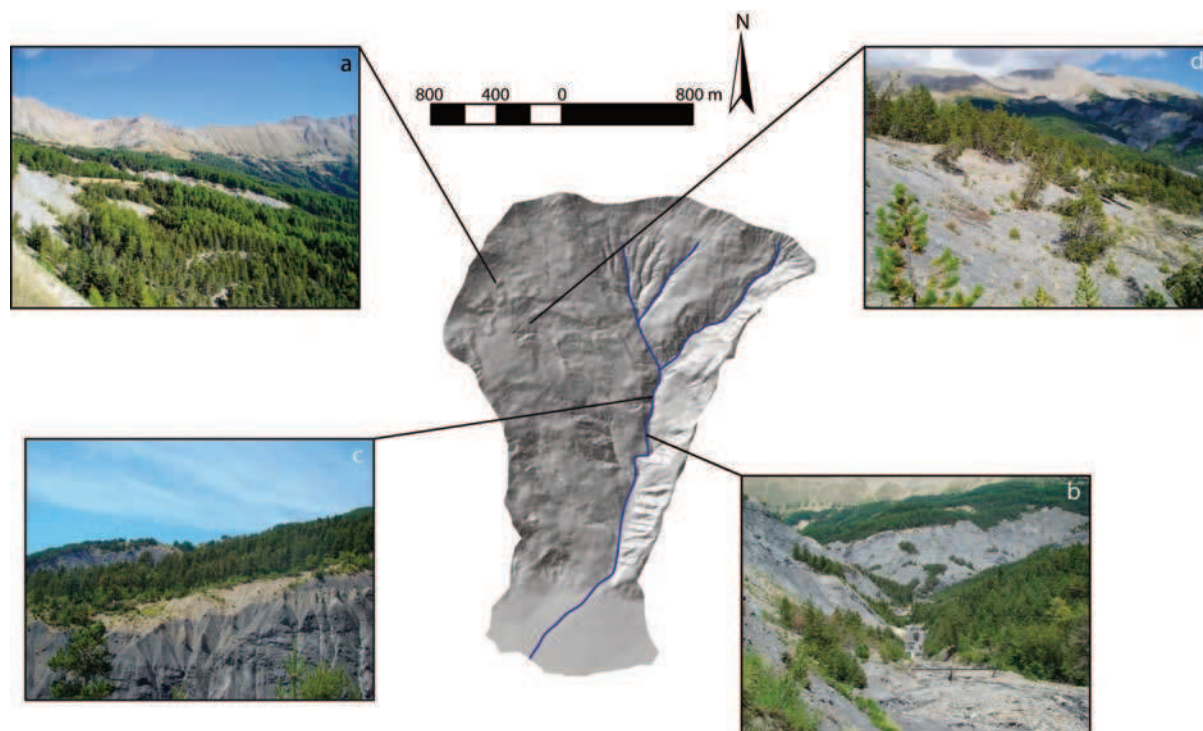


Figure 17. **Le bassin versant torrentiel du Riou Bourdoux.**

(a) sommets du bassin versant composés de flysch à Helminthoïdes, depuis le glissement de terrain des Aiguettes. (b) le torrent du Riou Bourdoux s'écoule directement sur les marnes noires autochtones. Les versants présentent des modelés en badlands. (c) cette marne est recouverte par un dépôt morainique d'une épaisseur qui varie entre 1 et 20 mètres. (d) le bassin versant du Riou Bourdoux est connu pour ses nombreux mouvements de versants qui perturbent le peuplement forestier (corps du glissement des Aiguettes).

2007 ; Utasse, 2009). Le chenal d'écoulement, fortement corrigé par les travaux RTM, est recouvert de dépôts récents, d'origine torrentielle. Ces matériaux sont stockés, plus à l'aval, sur un imposant cône de déjection boisé, témoin de l'intensité de l'activité torrentielle passée. Ce BV est connu pour ses nombreuses instabilités de versants (**figure 17, d**) (Braam et al., 1987a,b) liées au contraste de perméabilité qui existe entre les marnes Callovo-Oxfordiennes et les formations glaciaires et périglaciaires (Delsigne, 1999 ; Thiery, 2007 ; Mathieu, 2009). L'intense déforestation et le surpâturage opérés dès le Moyen-Âge expliquent également cette fréquence élevée de l'instabilité des versants et de l'activité torrentielle. Dès lors, à partir

de 1882, les services de l'État, ont corrigé le lit du torrent, reboisé les versants et exproprié les habitants. Aujourd'hui, il est l'emblème du savoir faire du service ONF-RTM 04 en matière de correction et d'aménagement (Flez et Lahousse, 2003). Actuellement encore, le torrent est surveillé et demeure l'un des sites sensibles du département. Les chroniques de l'activité torrentielle résument assez bien la fréquence et la dangerosité du site. Son régime torrentiel est considéré comme l'un des plus dangereux en France (Delsigne et al., 2001). Delsigne et al. (2001) recensent 56 crues torrentielles entre 1850 et 1994. Sur la période 1800-2003, à partir des données *Histalp* (Efthymiadis et al., 2006 ; Auer et al., 2008), au point de grille 44°25' N, 6°35'E,

situé dans le BV, les précipitations sont de 895 millimètres par an avec un écart type de 154 millimètres. Les versants du torrent du Riou Bourdoux sont affectés de plusieurs glissements de terrains superficiels dont certains, boisés, ont fait l'objet d'une étude dendrogéomorphologique.

2.b.a. Le glissement de terrain rotationnel du Pra Bellon

Le glissement de terrain du Pra Bellon ($44^{\circ}24'58.2''$ N, $6^{\circ}37'29.1''$ E, **figure 18, a**),

d'orientation Ouest, se situe entre 1470 et 1750 mètres d'altitude, en rive gauche du chenal principal du Riou Bourdoux, à l'aval de la confluence entre le Riou Chamous et le Riou de la Pare. La largeur de la couronne centrale du glissement est d'environ 400 mètres, pour une longueur totale de 800 mètres (**figure 18, b**). Le volume de matériaux instables représente 1,5 à 2 millions de m³ pour une surface totale de 32 hectares (**Weber, 1994; Stien, 2001**). Le glissement de terrain est de type rotationnel avec un premier horizon de dépôts morainiques sur environ

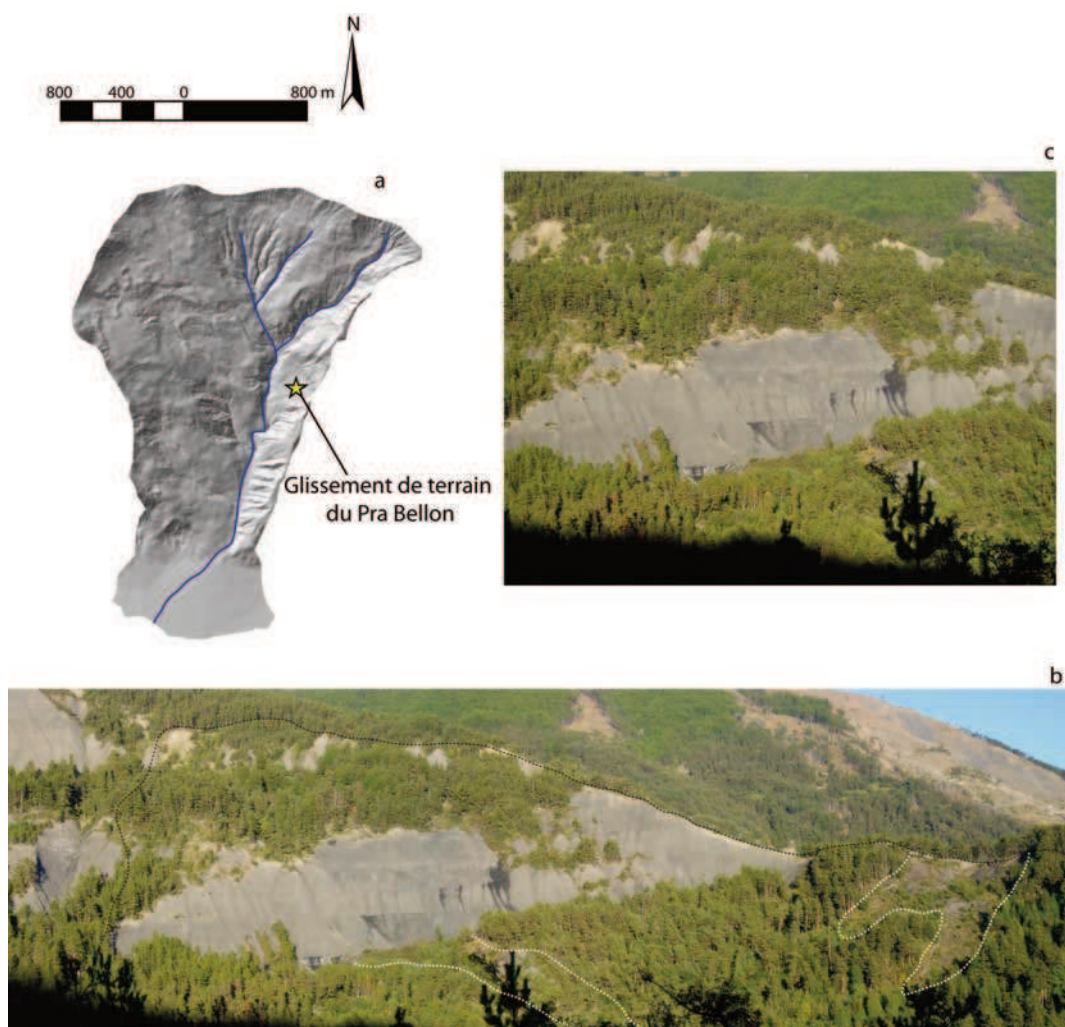


Figure 18. **Le glissement de terrain du Pra Bellon.**

(a) il est situé en rive gauche du torrent du Riou Bourdoux entre 1470 mètres et 1750 mètres d'altitude. (b) il est de type rotationnel avec une largeur de couronne centrale d'environ 400 mètres. (c) l'escarpement principal du glissement met en évidence un dépôt morainique qui repose sur une épaisseur de marnes noires du Callovo-Oxfordien.

1.5 mètres qui repose sur une épaisseur de marnes noires Callovo-Oxfordiennes sur près de 250 à 300 mètres (**figure 18, c**). Le pendage est conforme à la pente, de 35 %, en moyenne (Mulder, 1991; Stien, 2001). En surface, sur une épaisseur comprise entre 5 et 6 mètres, les marnes et les dépôts morainiques forment un matériel colluvial, remanié par les

processus d'érosion. D'après Mulder (1991) ce matériel d'altération se compose de 60-80 % de limons, 10-35 % d'argiles et 0-10 % de sables. Le caractère visquo-plastique de ces matériaux semble jouer un rôle important dans la susceptibilité aux mouvements de versant de ce secteur (Antoine, 1995; Meunier et al., 1995). En effet, pour une très faible vari-

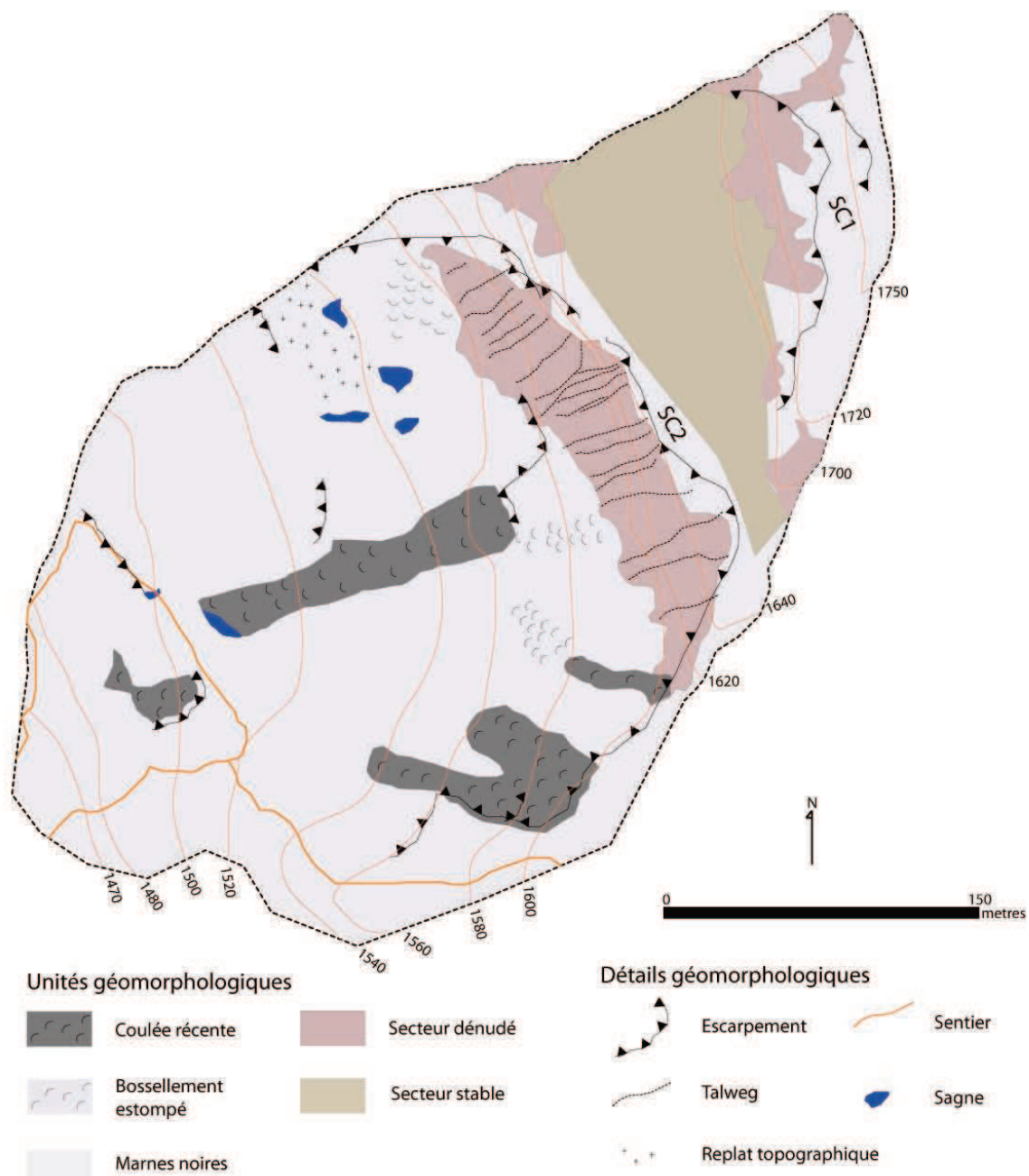


Figure 19. Principales unités et détails géomorphologiques du glissement de terrain rotationnel du Pra Bellon.

D'après des observations personnelles et la carte géomorphologique d'Utasse (2009).

ation de teneur en eau, ils passent d'un état solide à plastique, voire liquide et perdent ainsi en cohésion (Mulder, 1991 ; Malet, 2003).

La surface de rupture du glissement de terrain se situe dans cette épaisseur de colluvion. La carte géomorphologique (adaptée de Utasse, 2009) décrit les principales unités et détails géomorphologiques observés sur le glissement de terrain du Pra Bellon (**figure 19**). Deux principaux escarpements (SC) ont été identifiés:

(i) SC1, situé à une altitude de 1750 mètres, forme le premier escarpement du glissement. D'une longueur de 200 mètres pour une hauteur inférieure à 5 mètres, il est en partie colonisé par la végétation,

(ii) SC2, plus marqué, se localise à 1640 mètres d'altitude et représente l'escarpement principal du glissement de terrain. Il se caractérise par une pente raide, supérieure à 65 %, une longueur de 300 mètres et une hauteur d'environ 20 mètres. La marne noire affleurante est fortement érodée par le ruissellement et l'érosion régressive. Le modelé en ravine témoigne de cette intense dégradation. L'escarpement est dénudé sur 90 % de sa surface.

Le corps du glissement de terrain présente une topographie bosselée, de faible pente (7 à 9 %), caractéristique de ce type de glissement (Varnes, 1978, 1984). Des ruptures de pente liées à la présence d'un certain nombre d'escarpements secondaires, rendent le profil du corps du glissement chaotique. Souvent, à la base de ces escarpements, on observe la trace de coulées qui sont actuellement en cours de recolonisation. Elles sont le signe d'une activité récente. Le bourrelet frontal du

glissement se situe au contact du chenal principal du Riou Bourdoux.

Le site du Pra Bellon est colonisé presque exclusivement par *P. uncinata*. *L. decidua* est présent en faible proportion dans les secteurs stables et humides du glissement. Les sagnes, situées sur les gradins, sont colonisées par des ilots de *Betula pendula* (bouleau verruqueux). La strate arbustive est dominée par *Hippophae rhamnoides* (argousier) qui colonise par un piquetage dense les surfaces dénudées et *Juniperus thurifera* (genévrier thurifère) situé sur les ruptures de pentes et les escarpements. Ce site présente un fort potentiel en matière d'analyse dendrogéomorphologique en raison d'une couverture forestière homogène et supérieure à 90 %. Les phases de réactivation du glissement du Pra Bellon sont peu connues. Seuls les travaux de Delsigne et al. (2001) et Stien (2001) mentionnent une réactivation en Avril 1971.

2.b.b. Le glissement de terrain rotationnel des Aiguettes

Le glissement de terrain des Aiguettes (44°25'30.8" N, 6°36'26.7" E, **figure 20, a**), d'orientation Sud Est, se situe entre 1980 et 1740 mètres d'altitude, en rive droite du torrent du Riou Bourdoux, entre le ruisseau des Lanciers et le ravin des Aiguettes. La largeur de la couronne centrale est de 400 mètres (**figure 20, c**), la longueur totale, de 800 mètres. La surface du glissement de terrain des Aiguettes est de 16 hectares, sa pente moyenne de 20 % (**figure 20, b**). Le glissement de terrain est de type rotationnel emboîté et seul les dépôts morainiques semblent être affectées par l'instabilité (Stien, 2001 ;

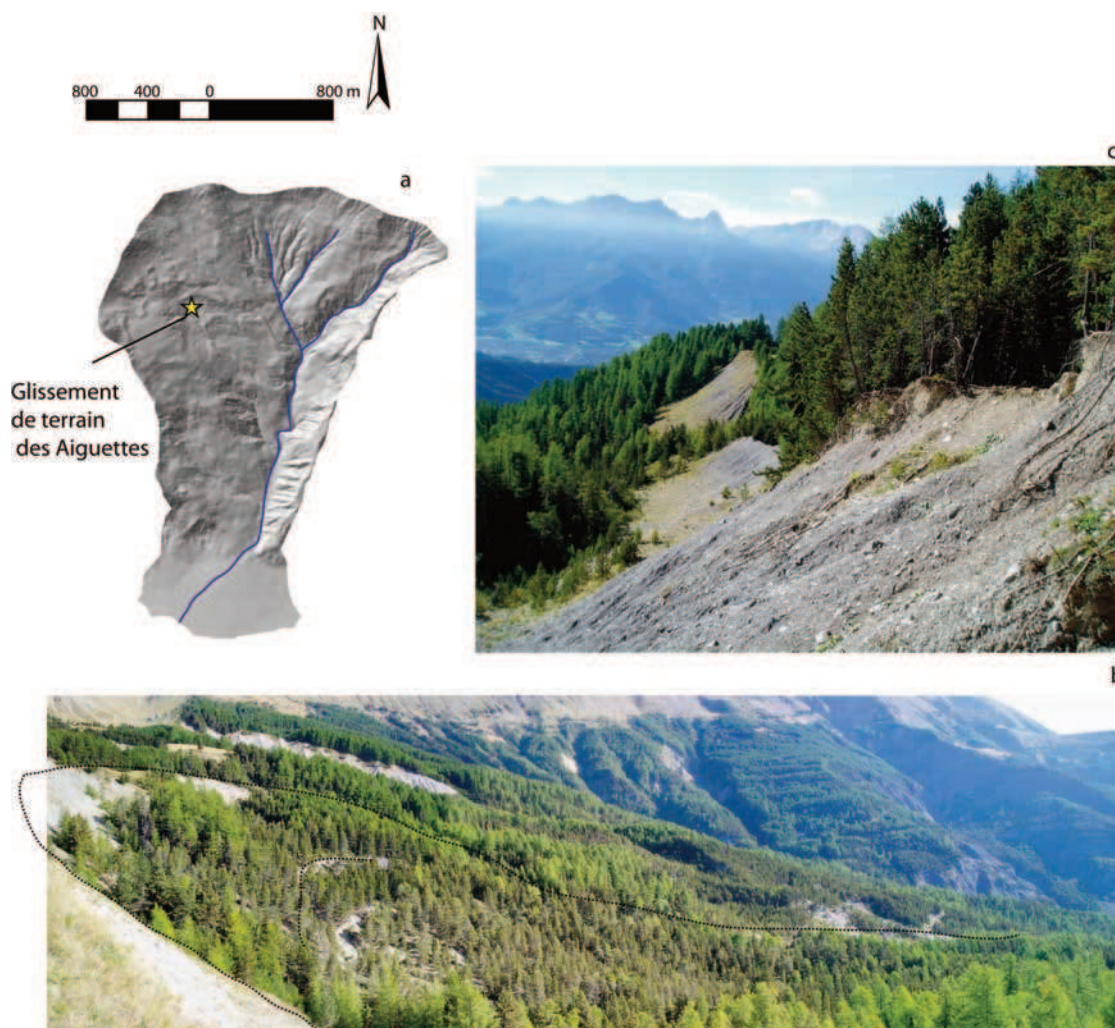


Figure 20. **Le glissement de terrain des Aiguettes.**

(a) il est situé en rive droite du torrent du Riou Bourdoux entre 1980 et 1740 mètres. (b) il est de type rotationnel emboîté. (c) l'escarpement principal est long de 400 mètres avec une hauteur de 40 mètres.

Utasse, 2009). Ces dépôts, d'une épaisseur de 15 à 25 mètres sont en contact anormal avec les marnes noires Callovo-Oxfordiennes à 1900 mètres d'altitude (Stien, 2001). De nombreuses sorties d'eau présentes dans les surfaces remaniées et de contre-pentes créent d'importantes sagnes au niveau des gradins (Stien, 2001). La carte géomorphologique (adaptée de Utasse, 2009) décrit les principales unités et détails géomorphologiques observés sur le glissement de terrain des Aiguettes (figure 21). On peut distinguer :

(i) un escarpement principal (SC1) (figure 20, c) qui se situe à 1980 mètres d'altitude. Sa

longueur est de 400 mètres, sa hauteur d'environ 40 mètres. Au niveau du gradin, on trouve de nombreuses sagnes et des traces de coulées récentes totalement dénudées ou en cours de recolonisation.

Deux escarpements secondaires ont également été identifiés.

(ii) SC2, situé à 1920 mètres d'altitude, est de taille plus modeste, mais présente néanmoins d'importantes traces d'activités et un couvert forestier perturbé,

(iii) SC3, situé à 1880 mètres d'altitude, précède une vaste zone extrêmement remaniée, sur forte pente (45 %) où l'on ob-

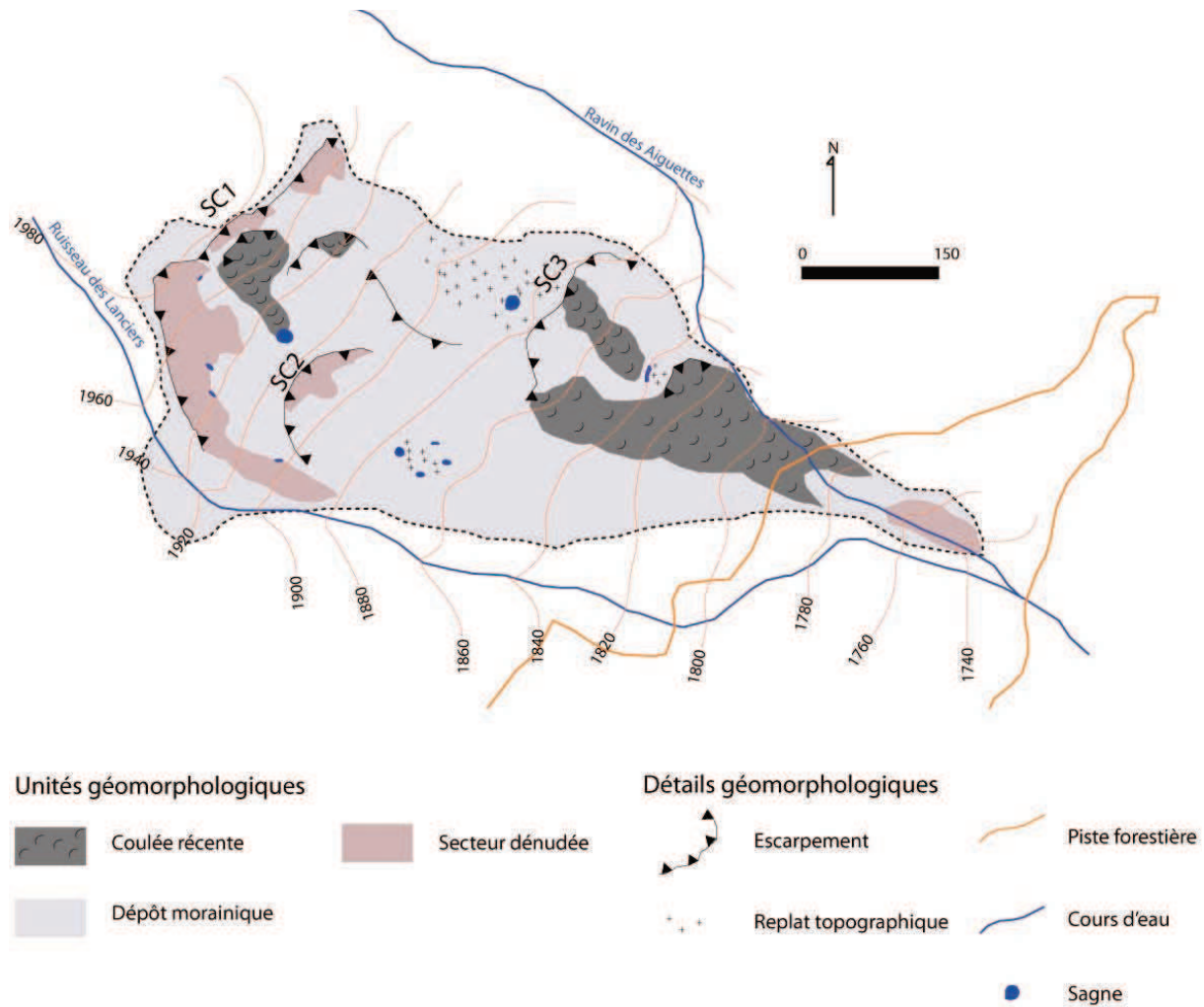


Figure 21. Principales unités et détails géomorphologiques du glissement de terrain rotationnel des Aiguettes.

D'après des observations personnelles et la carte géomorphologique d'Utasse (2009).

serve également de nombreuses sagnes et sorties d'eau. Cette vaste zone alimente épisodiquement en matériel grossier le ravin des Aiguettes (Légier, 1977).

Entre chaque escarpement, on observe une topographie bosselée, de faible pente. Le glissement de terrain des Aiguettes est colonisé exclusivement par *P. uncinata*. Les îlots de *L. decidua* sont limités au gradin situé en amont de SC2. Tout comme sur le Pra Bellon, *H. rhamnoides*, colonise les surfaces dénudées et *J. thurifera* se situe préférentiellement au niveau des ruptures de pentes et des

escarpements. Le glissement de terrain des Aiguettes est boisé sur une surface d'environ 65 %. La piste forestière, qui traverse le glissement à 1790 mètres d'altitude, est souvent obstruée par les débris morainiques qui proviennent du secteur fortement remanié (situé à l'aval de SC3) et nécessite l'intervention régulière des services ONF-RTM 04. D'après ce même service, le glissement de terrain est considéré comme très actif. Il évolue au gré des intensités des précipitations et des circulations d'eau qui ont tendance à remanier fortement les matériaux mobilisés.

Les tentatives de drainage sont contrecarrées par les déplacements rapides des terrains (Stien, 2001). L'observation et le recensement des phases de réactivation du glissement de terrain des Aiguettes sont inexistantes. D'après les sources locales, le glissement de terrain aurait plus d'un siècle (Arnaud, 2007).

2.c. Le versant de Bois Noir

En ubac, les sites d'étude se localisent sur le versant de Bois Noir ($44^{\circ}23'48.1''$ N, $06^{\circ}44'40.6''$ E). Situé en rive gauche de l'Ubaye, ce versant fait face au torrent des Sanières. Il est limité, en amont, par la crête de Barraus et le Bec de l'Aigle (1978 mètres) (figure 22, a), au Nord, par le Riou Versant,

au Sud, par le torrent de Poche et en aval, par la rive gauche de l'Ubaye. C'est un secteur qui est fortement marqué par une tectonique cassante et des champs de faille d'orientation Nord-Est/Sud-Ouest et Nord-Ouest/Sud-Est (Thiery, 2007).

Sur la période 1800-2003, Au point de grille $44^{\circ}25' N$, $6^{\circ}45' E$ situé à proximité du versant, les précipitations sont de 1015 millimètres par an avec un écart-type de 179 millimètres (Efthymiadis et al., 2006 ; Auer et al., 2008). Le versant, d'une surface de 10 km², se caractérise par une forte exploitation humaine et par de nombreuses instabilités de versant (Thiery, 2007) (figure 22, b). Deux unités litho-morphologiques se distinguent nettement sur le versant de Bois Noir :

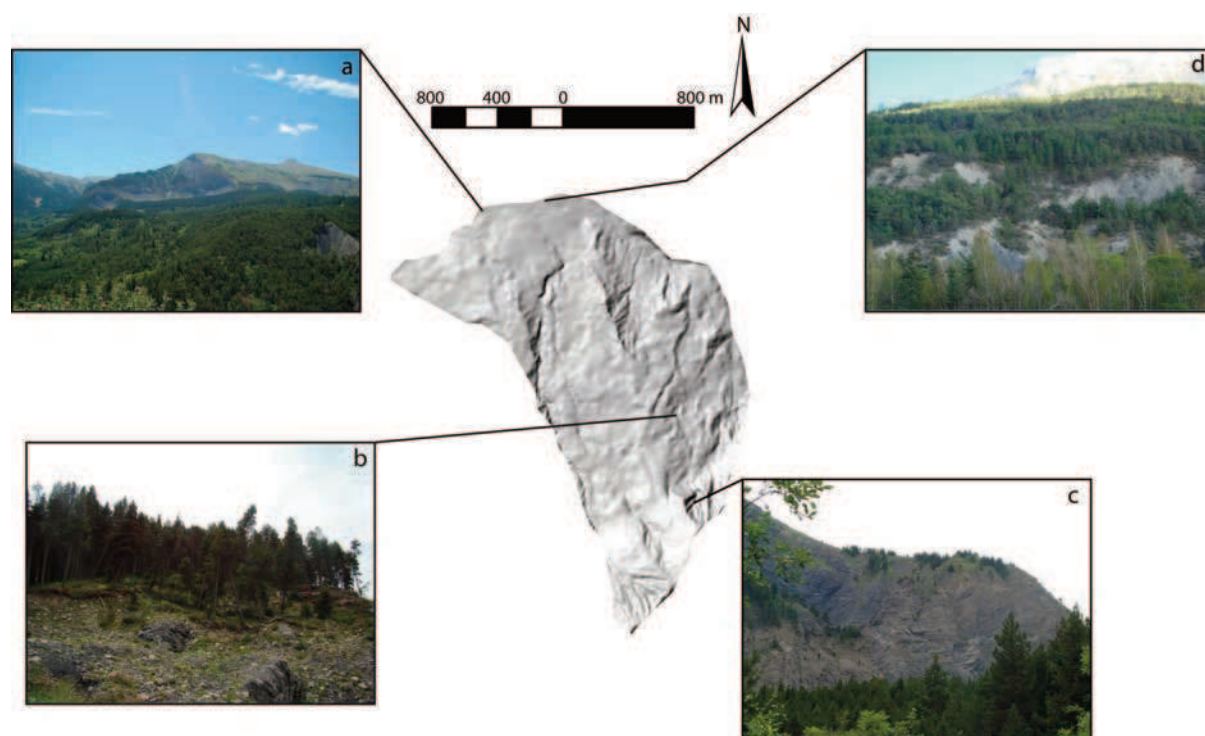


Figure 22. **Le versant de Bois Noir.**

(a) sommets du versant de Bois Noir depuis la commune de Jausiers. (b) le versant est soumis à de fortes instabilités et notamment les glissements de terrain (escarpement principal du glissement de terrain du Bois Noir). (c) les sommets du versant de Bois Noir sont composés de flysch à Helminthoïdes. (d) le pied de versant est soumis aux sapements de berge par l'Ubaye, laissant affleurer les marnes noires du Callovo-Oxfordien.

(i) un secteur amont (au dessus de 1800 mètres d'altitude), marqué par des affleurements abrupts calcaires et marneux sensibles aux écroulements rocheux et aux processus d'ébouilisation (**figure 22, c**),

(ii) un secteur aval, entre 1800 mètres et 1200 mètres d'altitude, aux pentes plus douces, fortement bosselé, héritage des différentes phases de déglaciation, laissant apparaître, par endroit, la marne autochtone du Callovo-Oxfordien recouverte de dépôts morainiques (Thiery, 2007) (**figure 22, d**).

Ainsi, malgré une recolonisation forestière du versant, qui témoigne d'une certaine déprise

agricole, de nombreux terrassements, habitations ou encore secteurs routiers marquent le paysage. Du point de vue topographique, le versant de Bois Noir présente des signes visibles d'instabilités avec un profil de pente plutôt chaotique qui alterne avec des bossellements, replats et ruptures de pentes et une végétation qui présente des signes de perturbations. Ainsi, on localise sur le versant, plusieurs glissements de terrain superficiels rotationnels ou translationnels encore actifs qui mobilisent principalement la couverture morainique sur maximum 10 mètres d'épaisseur (Thiery, 2007). Thiery (2007) observent

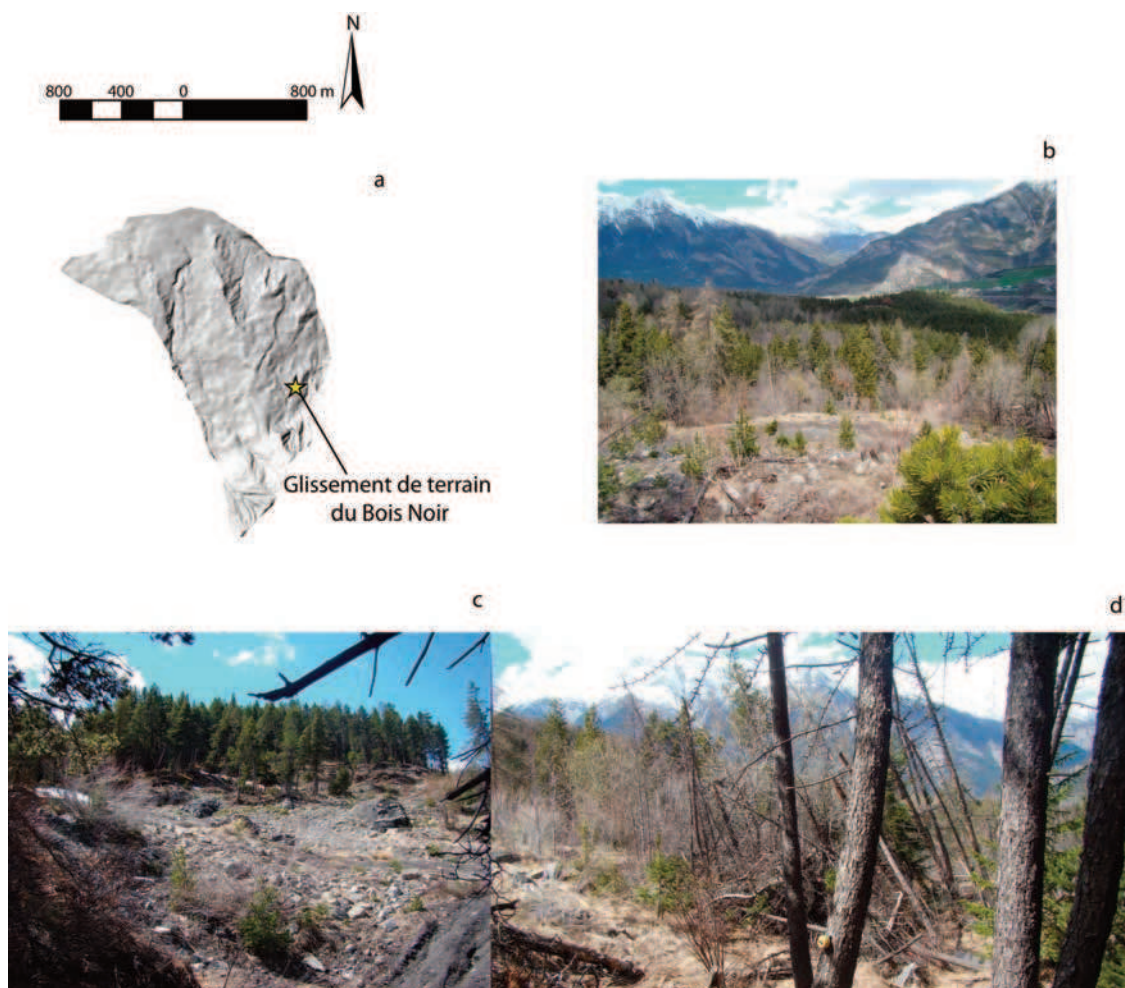


Figure 23. Le glissement de terrain du Bois Noir.

(a) il est situé en rive gauche de l'Ubaye entre 1680 et 1600 mètres d'altitude. (b) le corps du glissement présente une topographie chaotique, fortement remaniée et sans végétation. Le glissement est de type composite avec un secteur amont, à fonctionnement rotationnel (c) et le secteur aval, translationnel (d).

deux types de glissement superficiel sur le versant de Bois Noir:

(i) les glissements translationnels complexes qui se déclenchent sous forêt, à l'interface moraines/marnes noires ou à la faveur d'une discontinuité géologique (Maquaire et al., 2003),

(ii) les glissements de terrain rotationnels qui fonctionnent à la suite d'un sapement basal du pied de versant par les torrents ou cours d'eau. L'analyse dendrogéomorphologique portera sur ces deux types de glissements de terrain superficiels.

2.c.a. Le glissement de terrain translationnel complexe du Bois Noir

Le glissement de terrain du Bois Noir (44°23'27"N, 6°45'27"E, **figure 23, a**), d'orientation Nord Ouest, se situe entre 1680 et 1600 mètres d'altitude pour une longueur de 300 mètres et une largeur de 500 mètres. Il est caractérisé par une topographie irrégulière avec des pentes qui varient entre 15 % et 70 % (Thiery, 2007). La géologie du site se caractérise par une épaisseur de 15 mètres de colluvions morainique qui repose sur une couche de marnes autochtones du Callovo-Oxfordien (BRGM, 1974 ; Flageollet, 1999 ; Maquaire et al., 2003). Cette juxtaposition de la couche autochtone et des colluvions morainiques favorise une discontinuité hydrologique, qui a pour conséquence, une augmentation de l'instabilité du versant (**figure 23, b**) (Maquaire et al., 2003). Les prédispositions géologiques et géomorphologiques expliquent le développement d'un plan de glissement complexe qui est à la fois rotationnel et translationnel (**figure 23, c, d**), d'une

épaisseur qui ne dépasse pas 6 mètres de profondeurs (Thiery et al., 2007 ; Razak et al., 2010). La carte géomorphologique adaptée (Razak et al., 2010) décrit les principales unités et détails géomorphologiques observés sur le glissement de terrain du Bois Noir (**figure 24**). En amont du corps du glissement, à 1700 mètres d'altitude, la présence de nombreuses fissures de régression, témoigne d'un état de contrainte critique de l'escarpement principal du glissement de terrain. Cet escarpement, à composante rotationnel, se situe à 1660 mètres d'altitude. La longueur de sa couronne est de 200 mètres, sa hauteur ne dépasse pas 5 mètres. Le corps du glissement de terrain présente une topographie fortement remaniée, sans végétation, bosselée, de faible pente, avec la présence de sagnes, caractéristique de ce type de glissement (Varnes, 1978, 1984). Le bourrelet frontal, à composante translationnelle, est de manière générale, fortement déstructuré. Le glissement de terrain est partiellement recouvert par des pelouses et une strate arborée de *P. uncinata* (Razak et al., 2010, Lopez Saez et al., 2011a). Au niveau des sagnes qui se situent sur les replats topographiques, *B. pendula* est dominant. Un seul évènement a été recensé par le service ONF-RTM 04 sur le glissement. Il s'est produit le 13 Avril 1993, détruisant en grande partie la piste forestière (Thiery et al., 2007).

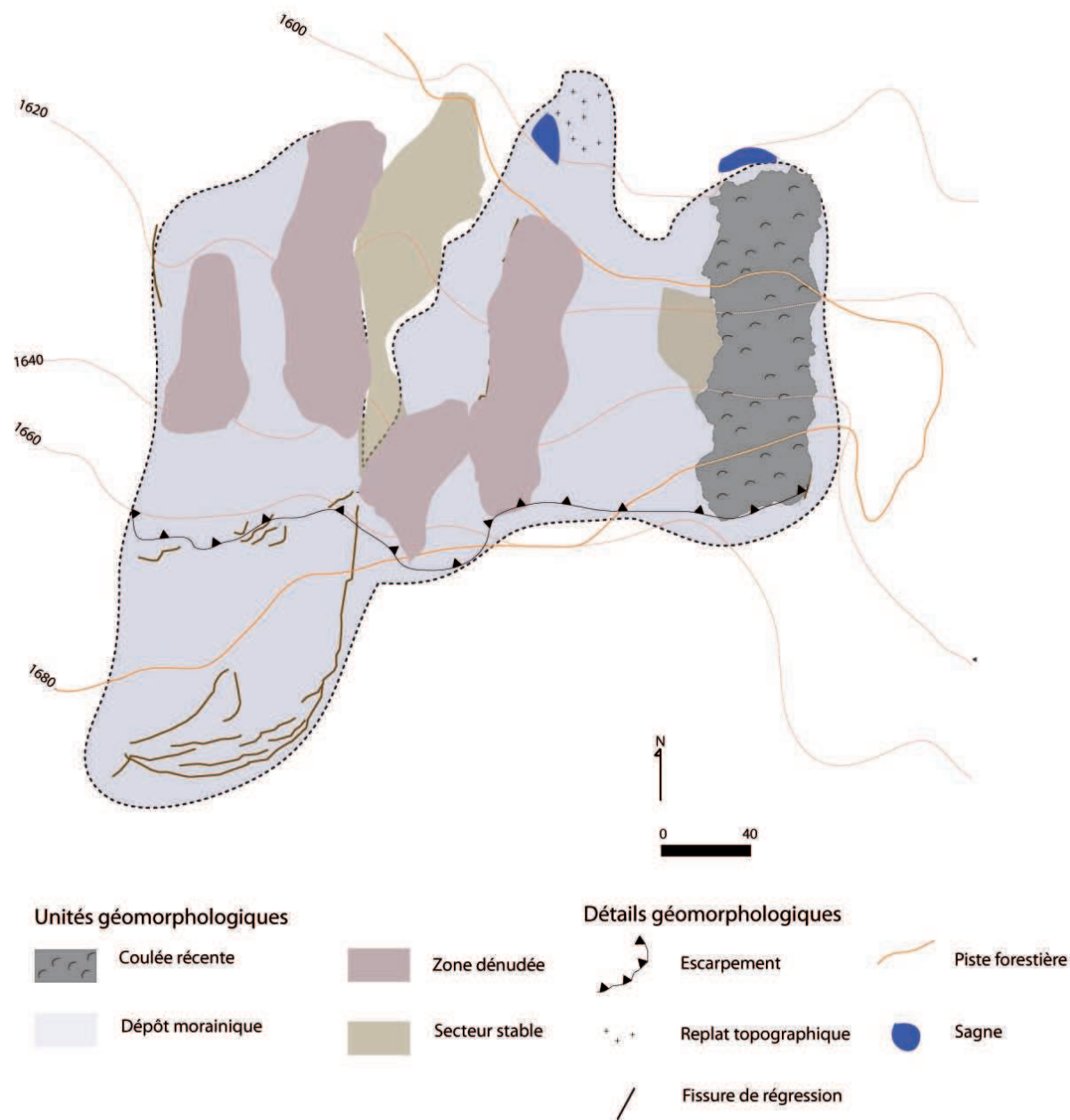


Figure 24. Principales unités et détails géomorphologiques du glissement de terrain composite du Bois Noir.

D'après des observations personnelles et la carte géomorphologique tirée de Razak et al. (2010).

2.c.b. Le glissement rotationnel par sapement des Davids-Bas

Le glissement de terrain des Davids-Bas ($44^{\circ}24'19''\text{N}$, $6^{\circ}43'34''\text{E}$, **figure 25, a**), d'orientation Nord Ouest, se situe entre 1250 et 1200 mètres d'altitude. D'une longueur de 175 mètres et d'une largeur de 200 mètres, sa surface totale est de 0,5 hectares. Il domine la rive gauche de l'Ubaye et fait face au hameau Les Davids-Bas (commune de Jausiers). Le glissement de terrain présente un profil de pente irrégulier allant de 15 % à 65 %. Il est caractérisé par une épaisseur d'environ 1 à 5 mètres de colluvions morainiques qui repose sur une couche de marnes autochtones du Callovo-Oxfordien (**figure 25, c**). Ainsi, l'ac-

tivité du glissement de terrain des Davids-bas est entretenue par:

- (i) le sapement de la base du bourrelet frontal du glissement par l'Ubaye (**figure 25, b**),
 - (ii) la concentration d'eau au contact de la moraine et des marnes noires sous-jacentes.
- La carte géomorphologique décrit les principales unités et détails géomorphologiques observés sur le glissement de terrain des Davids-Bas (**figure 26**). Le glissement de terrain, de surface limitée, présente deux escarpements. L'escarpement principal du glissement (SC1), à composante rotationnelle, a une hauteur de 15 mètres (pente, 65%), une longueur de 300 mètres et se localise à 1250 mètres d'altitude. La marne noire y est affleurante et la base de l'escarpement est comblé

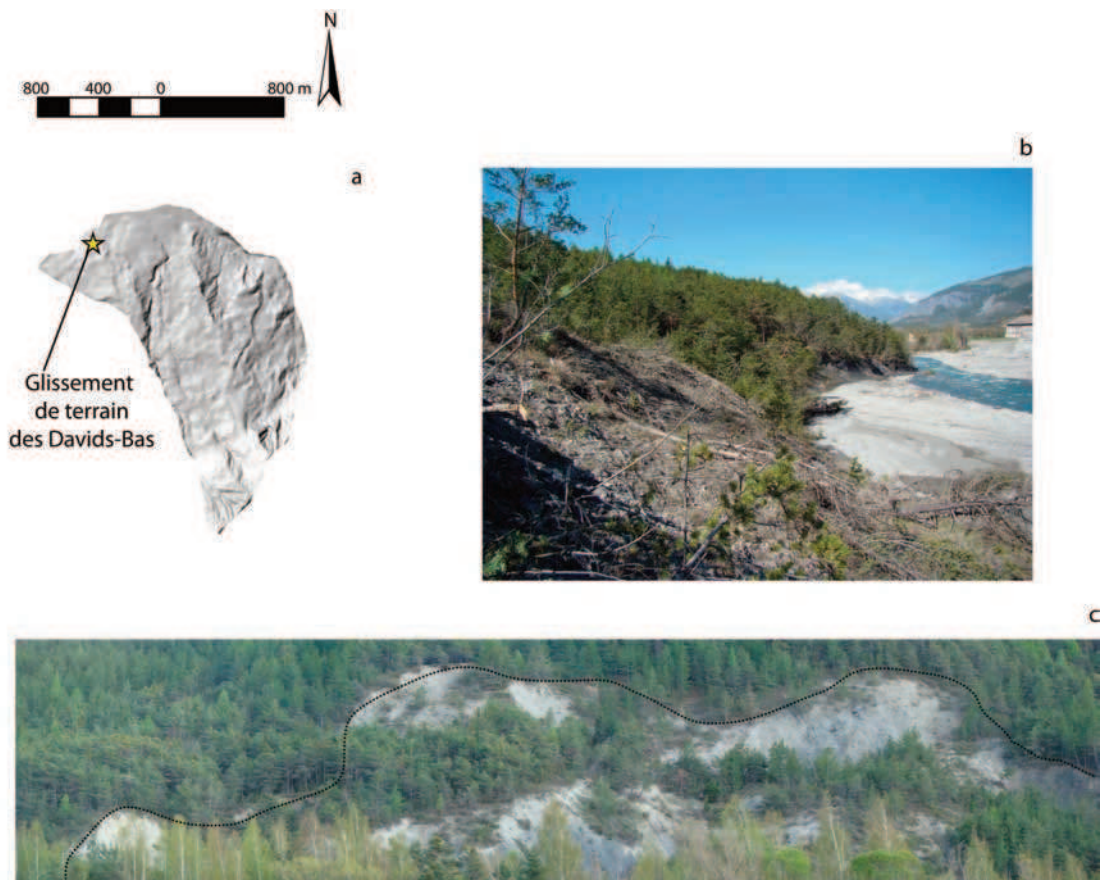


Figure 25. Le glissement de terrain des Davids-Bas.

(a) il est situé en rive gauche de l'Ubaye entre 1250 mètres et 1200 mètres d'altitude. (b) L'Ubaye sappe la base du glissement des Davids-Bas. (d) le glissement est de type rotationnel. Il déstabilise la couverture morainique et la marne noire du Callovo-Oxfordien.

par un important dépôt colluvial. A 1220 mètres d'altitude, un escarpement secondaire (SC2) est identifié. D'une pente moins raide que le précédent, il précède une zone fortement remaniée, sans végétation et à composante translationnelle. Ce secteur est sapé par l'Ubaye, en partie basale. Le glissement de terrain est recouvert exclusivement par une strate arborée de *P. uncinata*.

Les 4 sites principaux vont faire l'objet d'une étude dendrogéomorphologique détaillée tant sur le plan spatial et temporel.

Pour les 9 sites d'étude annexes le nombre de prélèvements limités ne permettra que la reconstruction temporelle des phases de réactivation.

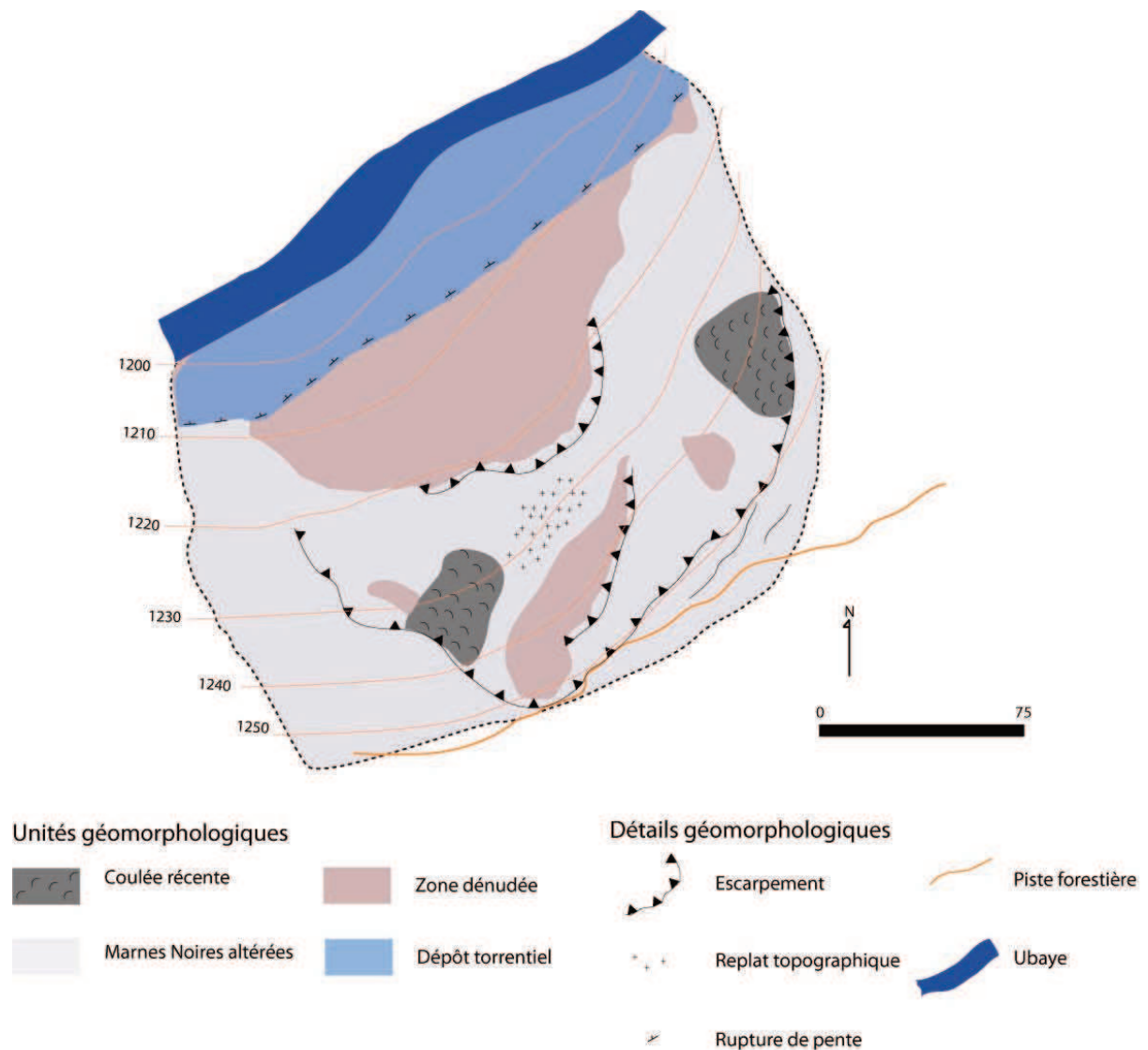


Figure 26. Principales unités et détails géomorphologiques du glissement de terrain des Davids-Bas.

3. Les sites d'étude annexes

3.a. Les sites d'étude situés en adret

Sur l'ensemble des sites annexes étudiés, 5 sont situés dans le BV du Riou Bourdoux (**figure 27, a**). Il s'agit des glissements de terrain superficiels des Fraissinets (A), du Berger (B), du Replat (C), de Clémence (D) et de la Pare (E) (**figure 27, b**) :

Le glissement de terrain des Fraissinets (A)
Le glissement de terrain des Fraissinets (**figure 27, b**) (44°25'18"N, 6°37'7"E) est localisé à l'Ouest de la crête de Bernarde, en aval de la confluence (1524 mètres d'altitude) entre le Riou Chamous et le Riou des Primas, le long de la rive gauche du Riou Bourdoux. D'une surface totale de 9 hectares, il présente un taux de surface dénudé supérieur à 70 %. Le glissement est de type rotationnel, d'orientation Ouest. Deux escarpements ont été identifiés, le principal à 1750 mètres d'altitude et le secondaire à 1660 mètres d'altitude. La marne noire du Callovo-Oxfordien affleurante sur 50 mètres de hauteur est fortement remaniée par l'érosion et le ruissellement. La couverture morainique est presque inexistante sur cette partie du versant. De 1600 à 1500 mètres d'altitude, le bourrelet frontal du glissement marque une rupture de pente importante et évolue en coulée (**figure 27, c**), jusqu'au chenal principal du Riou Bourdoux. Cette coulée de matériel colluvial, altérée, fortement remaniée et incisée par un système hydrographique dense (**figure 27, e**), commence à être recolonisée par de jeunes *P. uncinata* et *P. sylvestris*.

Le glissement de terrain du Berger (B)

Le glissement de terrain du Berger (**figure 27, b**) (44°25'25"N, 6°37'46"E) est localisé en aval de la crête de Bernarde, en rive gauche du Riou Chamous. D'une surface inférieure à 2 hectares, il est situé à l'interface entre le secteur de Clémence (D) et des Fraissinets (A). Le glissement est de type rotationnel emboîté, d'orientation Nord-Ouest. Il présente deux principales unités géomorphologiques. La première unité correspond à l'escarpement principal du glissement (1780 mètres d'altitude). D'une hauteur inférieure à 10 mètres et d'une longueur de couronne d'environ 50 mètres, il est en partie boisé et se caractérise par la présence, en aval, d'un gradin. A partir de 1760 mètres d'altitude, le glissement forme une zone d'accumulation, légèrement convexe non végétalisée, correspondant à la surface de cisaillement du glissement. La marne noire du Callovo Oxfordien est altérée et fortement météorisée.

Le glissement de terrain du Replat (C)

D'une surface de 3 hectares, le glissement de terrain du Replat (**figure 27, b**) (44°25'25.2"N, 6°37'56"E) est le plus à l'amont des glissements situés en rive gauche du Riou Chamous. Sa limite supérieure se situe à 1810 mètres d'altitude. Le glissement se localise au pied de la crête dénudée de Bernarde. La topographie, peu perturbée, révèle une instabilité peu marquée. Il présente un taux de recouvrement forestier de 100 %, avec une majorité de *L. decidua*. L'escarpement est très peu marqué et le corps du glissement, d'orientation Sud-Ouest et d'une pente inférieure à 15 %, présente une topographie légèrement moutonnée.

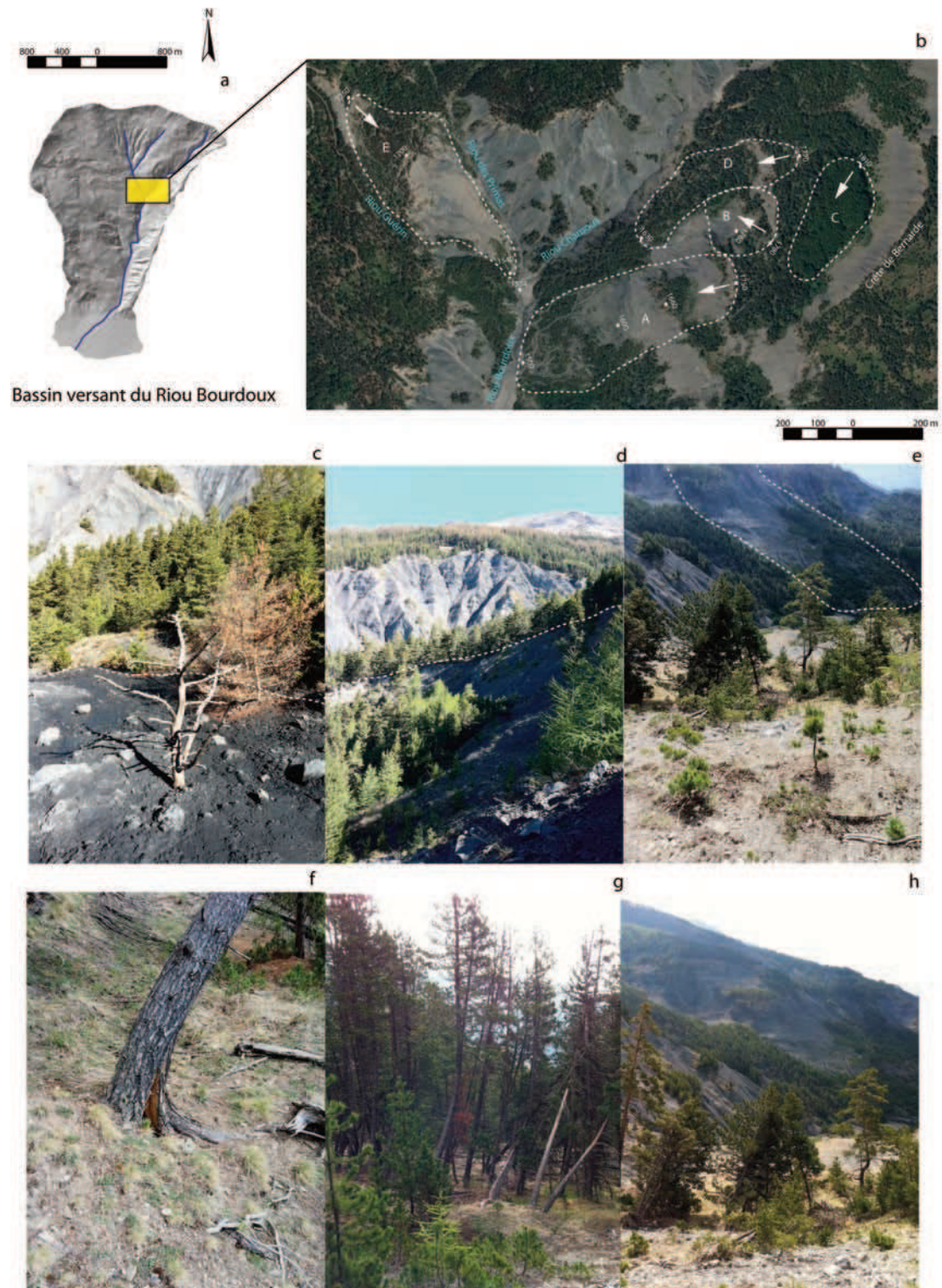


Figure 27. **Les glissements de terrain annexes localisés dans le BV du Riou Bourdoux.**

(a) les glissements de terrain sont situés à proximité de la confluence entre le Riou Chamous et le Riou des Primas. (b) délimitation et orientation des glissements des Fraissinets (A), du Berger (B), du Replat (C), de Clémence (D) et de la Pare (E). (c) *P. uncinata* mort par asphyxie. (d) en pointillé, délimitation de l'escarpement du glissement de Clémence (D). (e) en pointillé, le glissement des Fraissinets (A) qui présente un corps de glissement fortement incisé par le réseau hydrographique. (f) *P. uncinata* fracturé verticalement. (g) bois ivre localisé dans le corps du glissement de la Pare (E). (h) escarpement du glissement de la Pare (E).

Le glissement de terrain de Clémence (D)

Le glissement de terrain de Clémence (**figure 27, b**) (44°25'29.6"N, 6°37'43.2"E) longe la rive gauche du Riou Chamous entre 1770 mètres et 1630 mètres d'altitude. La longueur de la couronne est de 200 mètres pour une surface totale instable de 3,7 hectares. Le glissement de terrain, d'orientation Ouest, présente une surface de rupture en « coup de cuillère » (**figure 27, d**) avec un corps de glissement boisé, de forme convexe. Ce secteur est fortement remanié par une succession d'escarpements secondaires qui ne dépassent pas 3 mètres de hauteur. La surface boisée est supérieure à 80 %, avec un peuplement constitué essentiellement de *P. uncinata*.

Le glissement de terrain de la Pare (E)

Le glissement de terrain de la Pare (**figure 27, b**) (44°25'29.3" N, 6°37'08" E), d'orientation Sud Est, se situe entre 1750 mètres et 1540 mètres d'altitude, en rive droite du Riou Bourdoux, entre le Riou des Primas, à l'amont, et le Riou Guérin, à l'aval. Le glissement de terrain superficiel est de type rotationnel emboîté et seules les formations glaciaires et périglaciaires sont affectées par l'instabilité. D'une surface totale de 9 hectares, il présente deux unités géomorphologiques bien définies. La première unité, entre 1750 mètres et 1700 mètres d'altitude, correspond à la partie ancienne du glissement. L'escarpement principal, d'une longueur de 180 mètres, est très érodé et présente un profil régularisé. A la base de cette escarpement, on observe, sur une longueur de 120 mètres, un gradin intermédiaire à pente faible, boisé et marqué par une succession d'escarpements secondaires emboîtés. Le peuplement

forestier présente des perturbations visibles, soit sous la forme d'ilots de bois ivres (**figure 27, g**), soit, à l'échelle de l'individu, avec la présence de tiges fracturées verticalement (**figure 27, f**). La deuxième unité du glissement de la Pare est localisée à 1700 mètres d'altitude. Elle est caractérisée par un deuxième escarpement (**figure 27, h**), beaucoup plus marqué, d'une longueur de 350 mètres. Il entaille la couverture morainique sur environ 15 à 20 mètres, laissant affleurer, localement, la marne noire autochtone. Le corps du glissement de terrain évolue ensuite en une coulée, totalement dénudée, constituée d'un mélange de marnes altérées et de matériel morainique. Cette coulée se termine au niveau du talweg du Riou Primas par un important bourrelet frontal d'une dizaine de mètres d'épaisseur.

Le glissement de terrain de Champerous

Le glissement de terrain de Champerous (**figure 28, a**) (44°25'08.8" N, 6°39'44" E), d'orientation Sud, se situe sur le versant de la crête de Chalanche, en rive gauche du torrent du Faucon, entre 1910 mètres et 1820 mètres d'altitude. La longueur totale du glissement est de l'ordre de 225 mètres à 275 mètres pour une surface approximative de l'ordre de 2,5 à 3 hectares. Il présente une surface de rupture en « coup de cuillère » au niveau du PR (sentier Petite Randonnée) Soleil-Bœuf. L'instabilité se concentre au niveau des dépôts morainiques dont l'épaisseur est inconnue. Une partie du glissement est totalement dénudée (**figure 28, d**) au niveau d'une coulée de matériel morainique, recouverte, par endroit, de blocs de flysch à helminthoïde provenant du démantèlement de la corniche

amont du versant. La partie boisée, située en marge du secteur le plus actif, présente une topographie moutonnée, légèrement compartimentée. Seul *L. decidua* colonise (figure 28, c) ce secteur. Le peuplement présente quelques basculements de faible ampleur.

Le glissement de terrain des Bouzoulières

Le glissement de terrain des Bouzoulières (figure 29) (44°24'33.2" N, 6°40'30.3" E), est localisé sur le versant de la crête de Chalanche, en rive gauche du torrent du Faucon, entre 1630 mètres et 1550 mètres d'altitude. Le secteur étudié est limité par les deux lacets de la piste qui relie Bouzoulières et Les

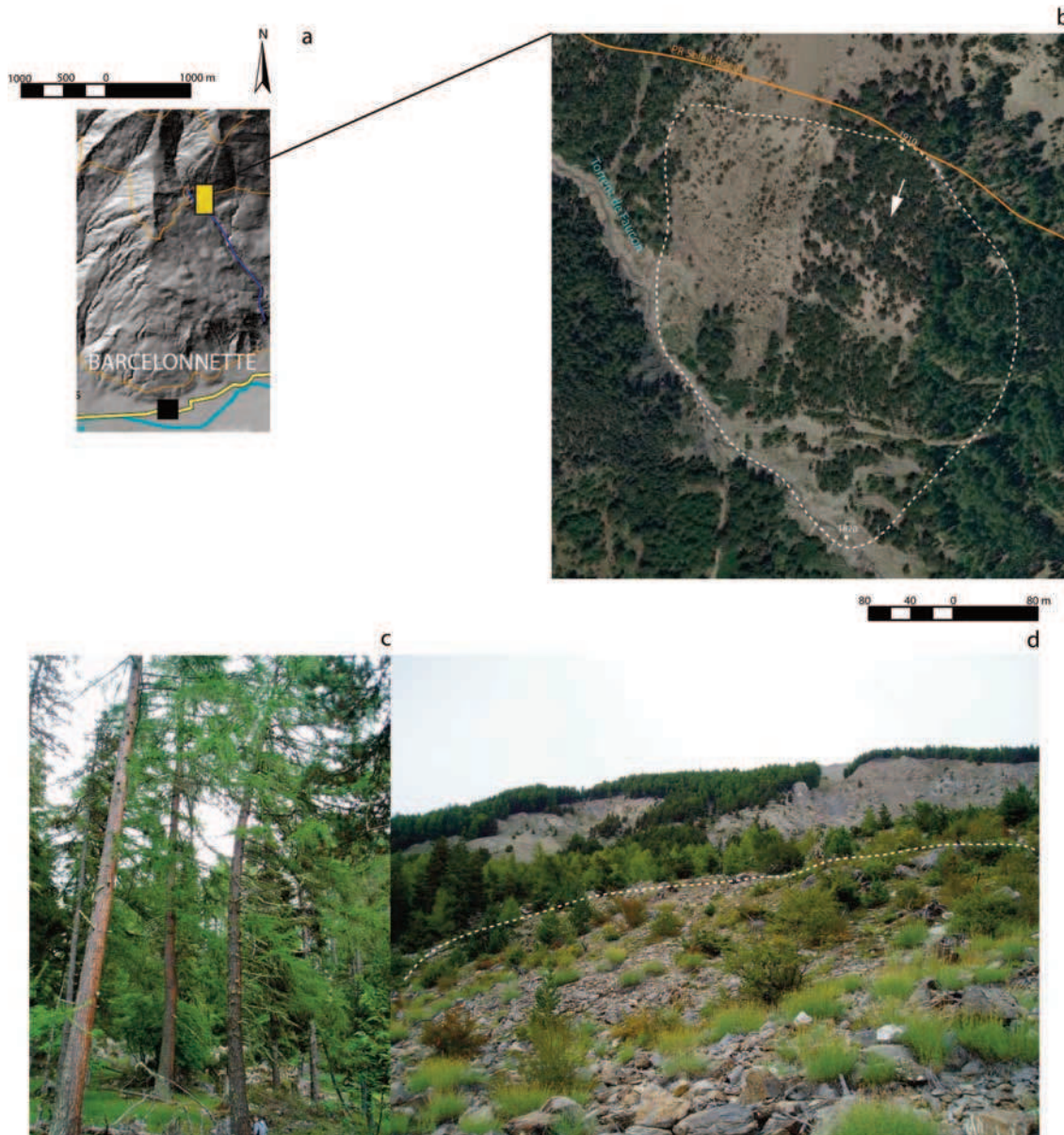


Figure 28. Le glissement de terrain de Champerous.

(a) le glissements de terrain est situé au Nord de la commune de Barcelonnette, en rive gauche du torrent de Faucon.(b) délimitation et orientation du glissement de Champerous. (c) peuplement de *L. decidua* qui présentent quelques basculements. (d) en pointillé, délimitation de l'escarpement du glissement de Champerous.



Figure 29. **Le glissement de terrain des Bouzoulières.**

(a) le glissements de terrain est situé au Nord de la commune de Faucon, en rive gauche du torrent de Faucon entre 1630 mètres et 1550 mètres d'altitude.(b) le glissement se localise entre les deux lacets de la piste qui relie Bouzoulières et les Granges.

Granges. Le glissement de terrain, de type rotationnel, avec une orientation Sud-Est, couvre une surface limitée (0.7 hectares). La longueur de la couronne est de 360 mètres. L'escarpement principal (1630 mètres d'altitude), d'une hauteur supérieure à 20 mètres, incise seulement la couverture morainique. A la base de l'escarpement, on observe un gradin, colonisé par *P. uncinata*, puis, une succession de petits gradins décamétriques, avec des fissures de tassement et de cisaillement en aval.

3.b. Les sites d'étude situés en ubac

Deux glissements de terrain superficiels ont été étudiés en ubac. Ils se localisent sur le versant de la Croix de l'Alpe, proche de la commune d'Enchastrayes. Il s'agit des glissements de terrain des Patignons et de l'Aupillon.

Le glissement de terrain des Patignons

Le glissement de terrain des Patignons (**figure 30**) (44°22'53.5" N, 6°41'51.7" E), est situé sur le versant de la Croix de l'Alpe (2591 mètres), en rive gauche du torrent des Bramafan, entre 1540 mètres et 1500 mètres d'altitude. Il menace la route qui relie les communes de Villard-de-Faucon et La Conche. D'orientation Nord, ce glissement de terrain, d'une surface totale de 0.6 hectares est de type translationnel complexe. D'après Thiery (2007), il semble que le sapement par le torrent des Bramafan et une humectation permanente des dépôts morainiques soient les principaux facteurs de déstabilisation.

Au niveau du glissement, les services DDT (Directions Départementales des Territoires) ont conforté le talus de la route avec un mur de soutènement qui nécessite régulièrement des interventions de réfections (**figure 30**). Le site est colonisé par *P. uncinata* qui présente une morphologie de type « bois ivre ».



Figure 30. **Le glissement de terrain des Patignons.**

(a) il se localise en bordure de la route qui relie les communes de Villard-de-Faucon et la Conche.(b) délimitation et orientation du glissement de terrain des Patignons. Le trait blanc continu indique la position du mur de soutènement.

Le glissement de terrain de l'Aupillon

Le secteur étudié (**figure 31**) ($44^{\circ}22'07.3''$ N, $6^{\circ}42'34.1''$ E) se localise sur le versant de la Croix de l'Alpe (2591 mètres), à l'aval de la confluence entre le Ravin des Granges Blanches et le Ravin des Bouboutes, entre 1600 mètres et 1540 mètres d'altitude.

Ce secteur actif, d'une surface très limitée (0,2 hectares), fait partie d'un grand glissement translationnel complexe dormant qui occupe une grande majorité du versant (**Thiery, 2007**). Il présente de nombreuses fissures de cisaillement et de friction qui altèrent la couverture morainique laissant affleurer, locale-

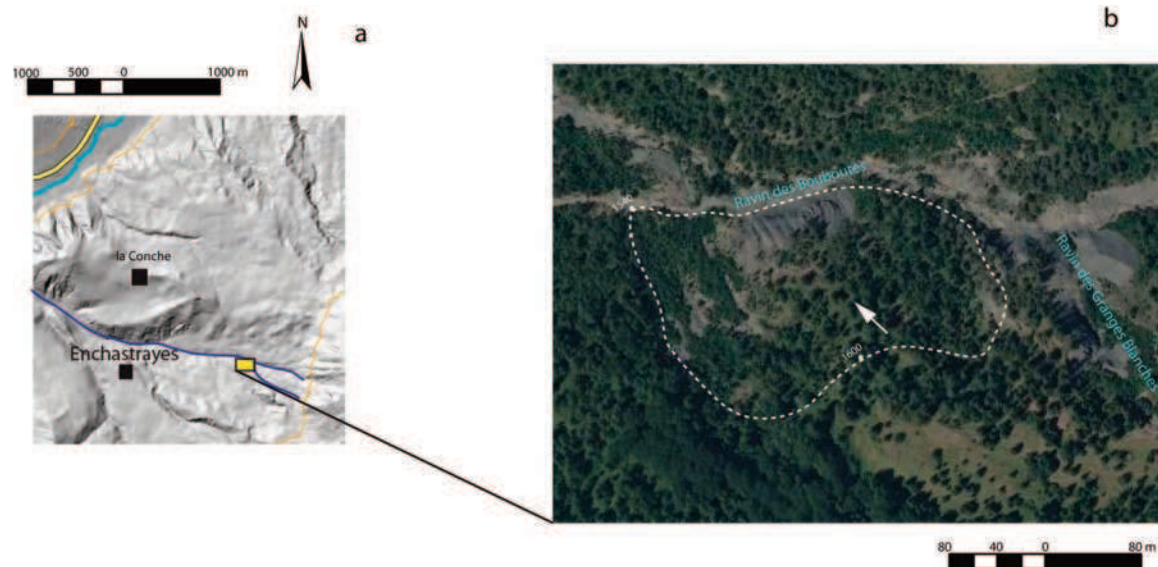


Fig.31. **Le glissement de terrain de l'Aupillon.**

Le glissement de terrain est situé en rive gauche du torrent des Bouboutes, en amont de la commune d'Enchastrayes (a). Délimitation et orientation du glissement de terrain de l'Aupillon (b).

ment, la marne noire du Callovo-Oxfordien. La strate arborée, dominé par *L. decidua*, présente des stigmates évidents d'une instabilité de versant récente.

Chapitre 3: Les matériels et méthodes

Chapitre 3: Les matériels et méthodes

1. La démarche méthodologique

La thèse repose sur l'utilisation de la dendrogéomorphologie pour reconstruire l'activité spatio-temporelle de 13 glissements de terrain localisés dans la moyenne vallée de l'Ubaye (**figure 32**).

Après avoir daté les perturbations anatomiques observées sur les arbres (chapitre 3, section 2.b), l'approche va permettre d'obtenir une chronique historique du processus.

D'un point de vue temporel, cette reconstruction va :

- (i) déterminer une fréquence de l'activité,
- (ii) mettre en évidence le rôle des précipita-

tions comme facteur déclenchant.

D'un point de vue spatial, la chronique dendrogéomorphologique va permettre de calculer une période de retour qui sera:

(i) interpolé puis cartographié à l'aide d'un Système d'Information Géographique. Cette période de retour sera ensuite:

(ii) convertie en une probabilité de réactivation future à partir d'une loi Poisson.

Enfin, la chronique sera validée à partir d'une analyse diachronique des photos aériennes ainsi qu'une comparaison des archives historiques disponible à l'échelle de la moyenne vallée de l'Ubaye.

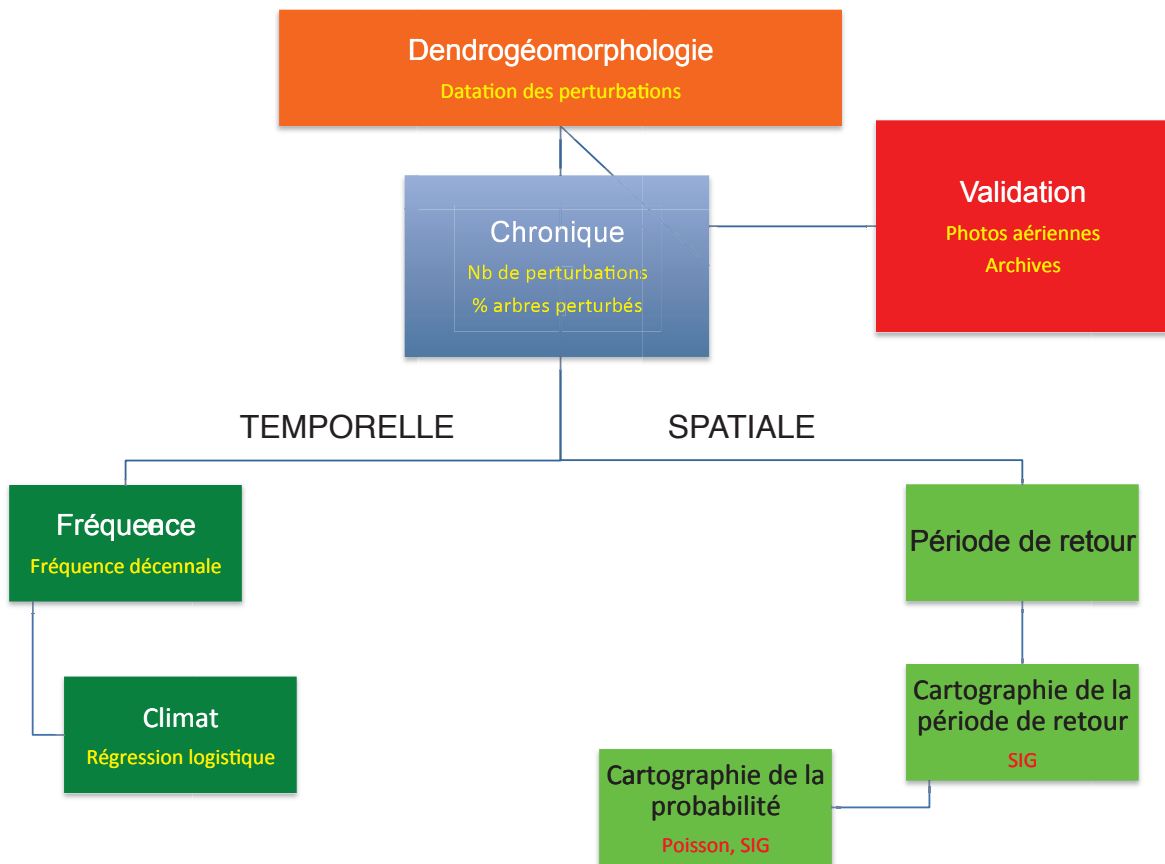


Figure 32. La démarche méthodologique développée dans cette thèse.

2. Le matériel dendrochronologique et les archives historiques

2.a. La base de données dendrogéomorphologique et dendrochronologique

La base de données dendrogéomorphologique regroupe les informations recueillies sur les 13 sites d'étude précédemment décrits (**figure 33**). Deux stratégies d'échantillonnage dendrogéomorphologiques ont été utilisées:

(i) sur les quatre sites principaux, le Pra Bellon, les Aiguettes, le Bois Noir et le Davids-Bas, un échantillonnage très dense, qui couvre la totalité de chaque glissement a été adopté pour obtenir une reconstruction à haute résolution spatio-temporelle,

(ii) sur les 9 sites annexes, l'échantillonnage qualitatif est limité uniquement aux secteurs qui présentent un fort potentiel en terme de reconstruction temporelle. Cette approche ne permet pas une reconstruction précise de l'emprise spatiale des évènements passés.

Sur les sites d'étude principaux, 753 arbres ont été échantillonnés, pour un total de 3012 échantillons:

(i) sur le glissement de terrain des Davids-Bas, 48 arbres ont été échantillonnés, exclusivement des *P. uncinata*, dont 11 présentent à la fois un prélèvement au niveau de la tige et du système racinaire. Au total, 192 échantillons et 25 sections racinaires ont été préparés et analysés suivant les différentes étapes de la procédure standard utilisées en den-

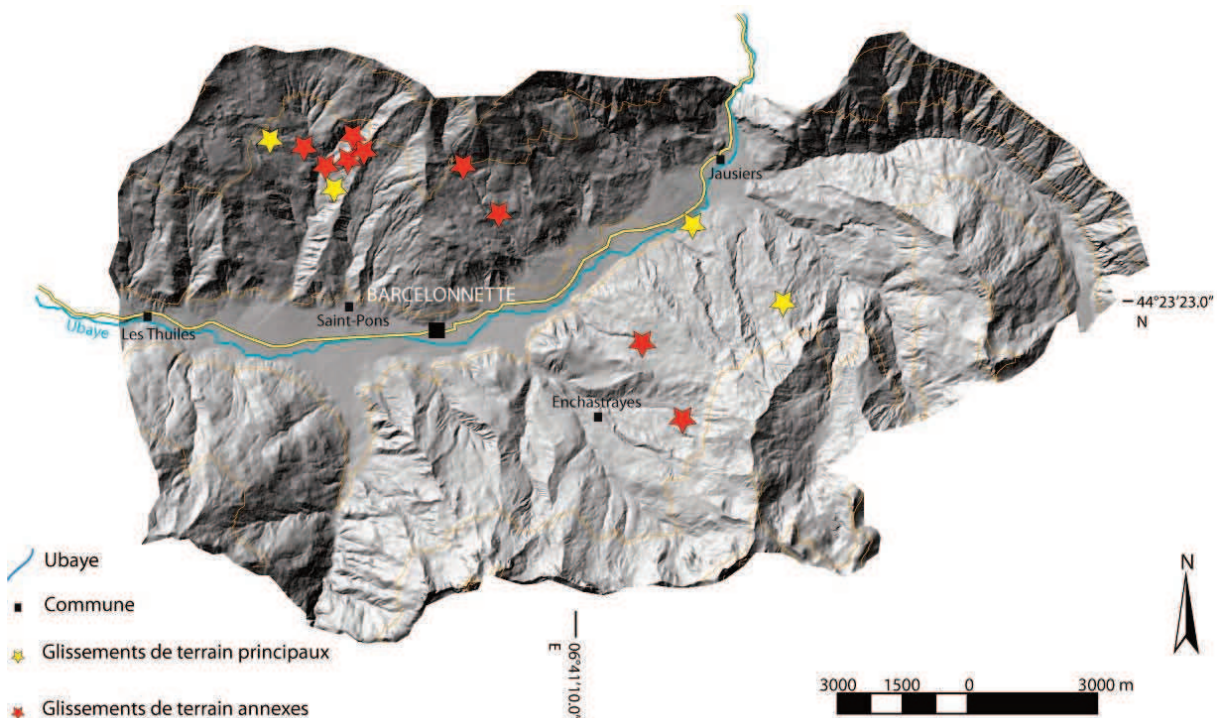


Figure 33. Localisation des 13 glissements de terrain qui font l'objet d'une étude dendrogéomorphologique.

Les étoiles jaunes indiquent les positions des glissements de terrain principaux (Pra Bellon, Aiguettes, Bois Noir Davids-Bas). Les étoiles rouges indiquent, pour leurs part, la localisation des 9 sites d'étude annexes.

drochronologie décrite dans le paragraphe 2, c, d et e (Braker, 2002),

(ii) sur le glissement de terrain du Bois Noir, 79 *P. uncinata* ont été échantillonnés. Un total de 320 échantillons (316 carottes et 4 sections) ont été prélevés à une hauteur de 50 centimètres,

(iii) sur le glissement de terrain des Aiguettes, 210 *P. uncinata* et 13 *L. decidua* ont été échantillonnés pour un total de 892 échantillons exploitables,

(iv) sur le glissement de terrain du Pra Bellon, 388 *P. uncinata* et 15 *L. decidua* ont été échantillonnés pour un total de 1612 échantillons exploitables.

Sur les sites d'étude annexes, 218 arbres ont été échantillonnés, pour un total de 872 échantillons exploitables, 83 % de *P. uncinata* et 17 % de *L. decidua*. Le **tableau 3** récapitule l'échantillonnage pour chacun des 9 sites annexes étudiés.

Enfin, pour l'ensemble des sites étudiés, 4 référentiels dendrochronologiques (1 référentiel par espèce, sur chaque versant) ont été établies à partir de prélèvements réalisés sur

80 arbres, situés sur des secteurs stables, à proximité des sites d'étude (**figure 34**).

2.b. Les bases de données disponibles

Les données météorologiques

Pour mettre en évidence le rôle des précipitations comme facteurs de déclenchement des phases de réactivation des glissements de terrain, il est indispensable de disposer de longues séries météorologiques provenant de stations situées à proximité des sites d'étude. Les séries de la station météorologique de Barcelonnette sont disponibles depuis la fin des années 1920 mais contiennent plusieurs périodes lacunaires. De plus, la station est localisée en fond de vallée. Elle n'est donc pas représentative des conditions climatiques sur les versants (Remaître, 2006). De ce fait, les données de précipitations mensuelles homogénéisées issues de la base de données *Histalp*, (Efthymiadis et al., 2006 ; Auer et al., 2008) ont été préférées aux séries locales. Ces valeurs sont interpolées à partir d'un réseau de 134 stations météorologiques qui couvrent l'ensemble de l'arc alpin (43-49°N, 4-19°E, 0-3500 m), pour la période 1800-2003. Ce jeu

Glissement de terrain	NB	% <i>Pinus uncinata</i>	% <i>Larix decidua</i>
Bouzoulières	25	100	0
Patignons	20	100	0
Aupillon	25	76	24
Champerous	16	0	100
Clémence	30	100	0
Berger	30	100	0
Replat	12	50	50
Fraissinets	30	74	26
Pare	30	100	0
Total	218	78	22

Tableau 3. Base de données dendrogéomorphologique disponible sur les sites d'étude annexes.

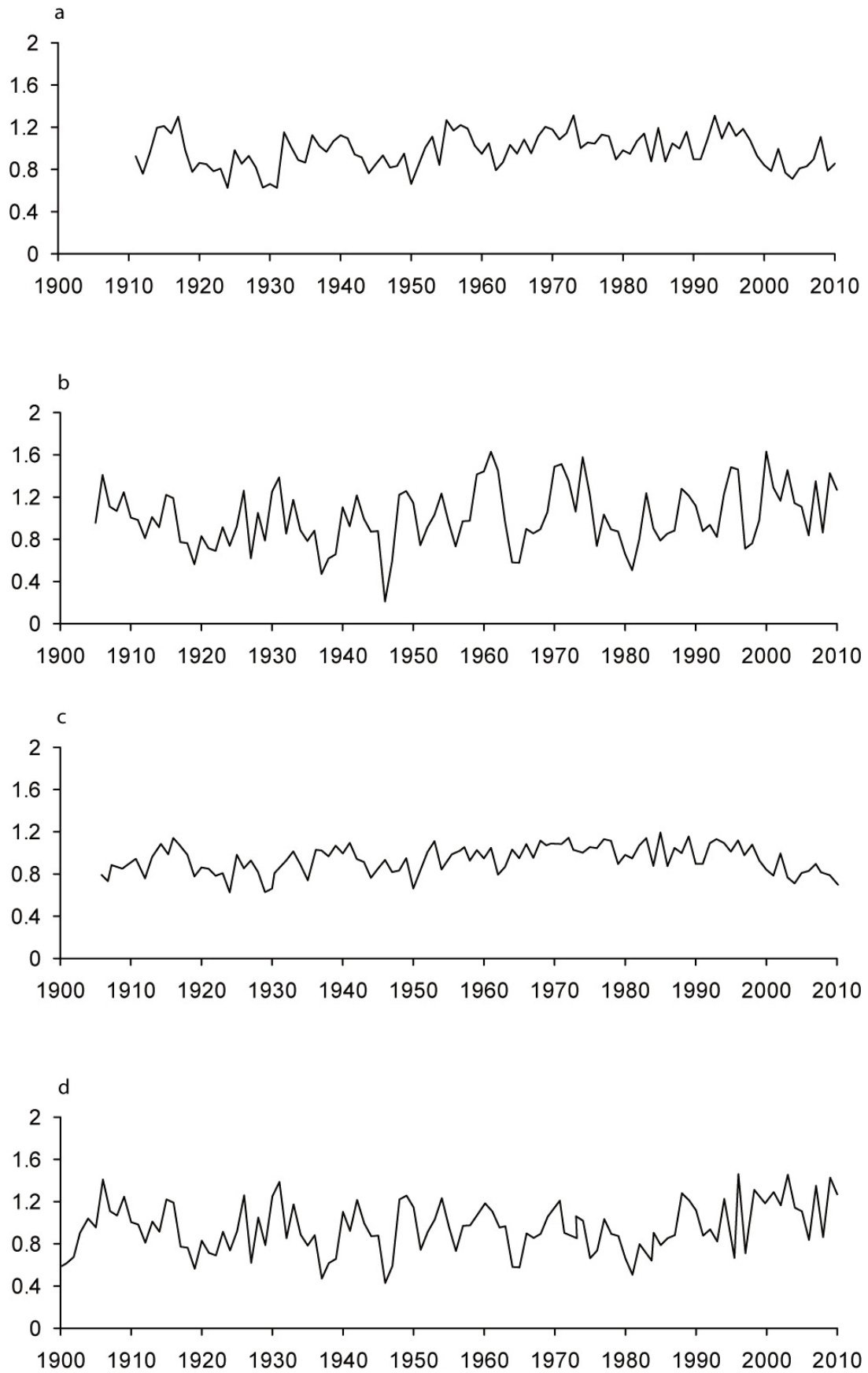


Figure 34. Référentiels dendrochronologiques de *P. uncinata* (a, c) et de *L. decidua* (b, d). (a) et (b) sont les référentiels pour l'adret, et (c) et (d) pour l'ubac.

de données se présente sous la forme de points de grille répartis tous les $0.1^\circ \times 0.1^\circ$. Pour conforter l'interprétation des données de précipitations, une série moyenne mensuelle et annuelle a été calculée à partir de 3 points de grilles situés à proximité et à l'intérieur de la moyenne vallée de l'Ubaye (**figure 35**). Les séries moyennes mensuelles utilisées présentent des coefficients de corrélation statistiquement significatifs (compris entre 0.58 et 0.75) avec les données météorologiques de la station de Barcelonnette sur la période 1974-2003.

La base de données historiques des glissements de terrain

Les archives historiques sont particulièrement utiles pour la validation de la reconstruction dendrogéomorphologique. À l'échelle de la moyenne vallée de l'Ubaye, les travaux de Amiot et Nexon (1995) et de la base de données de l'Observatoire des Instabilités de Versants (OMIV, 2011) recensent plus de 130 événements historiques dans la vallée depuis

1850 (**figure 36**). Par contre, à l'échelle du glissement de terrain, le recensement historique reste toujours très aléatoire et incomplet.

La base de données historiques des événements torrentiels du Riou Bourdoux

Le Riou Bourdoux fait partie des cinq appareils torrentiels les plus importants de la moyenne vallée de l'Ubaye. À partir d'un recueil d'archives, de témoignages et des archives du service ONF-RTM 04, 63 événements torrentiels (**figure 37**), dont 36 crues et 27 laves torrentielles, ont été recensés depuis 1850 (Amiot et Nexon, 1995 ; Delsigne et al., 2001 ; Remaître, 2006). La période de retour entre deux événements est de l'ordre de 2 à 3 ans.

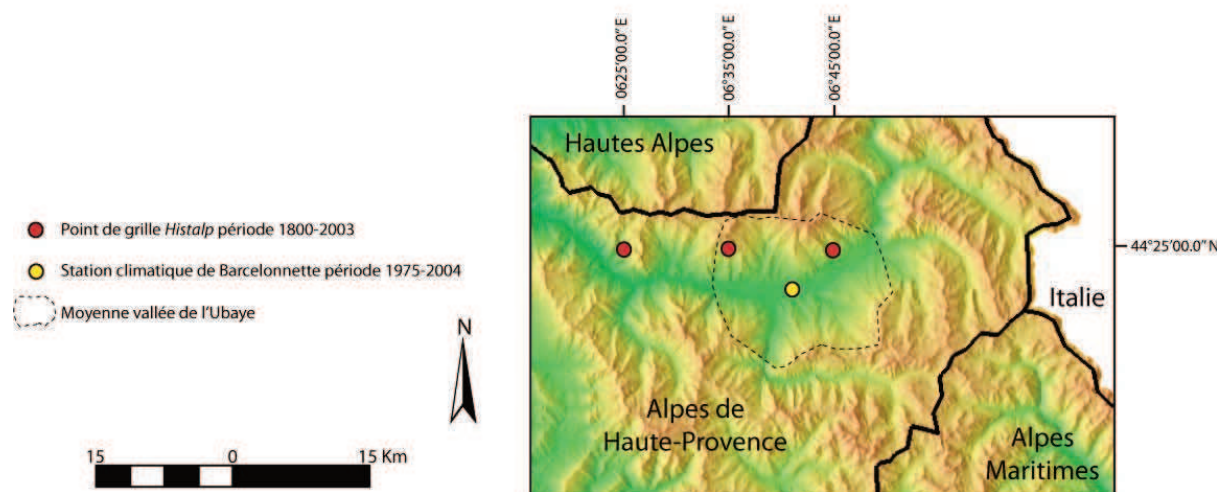


Figure 35. Localisation des points de grilles *Histalp* et de la station climatique Météo-France de Barcelonnette.

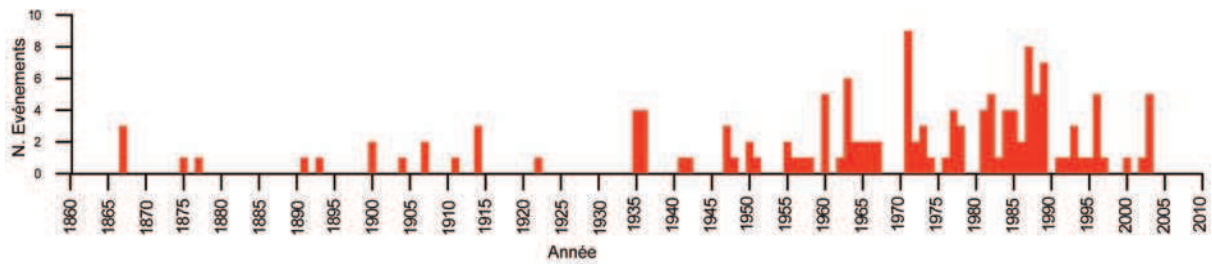


Figure 36. Nombre d'événements recensés dans la moyenne vallée de l'Ubaye à partir des archives historiques.

(d'après Amiot et Nexon, 1995, Flageollet, 1999).

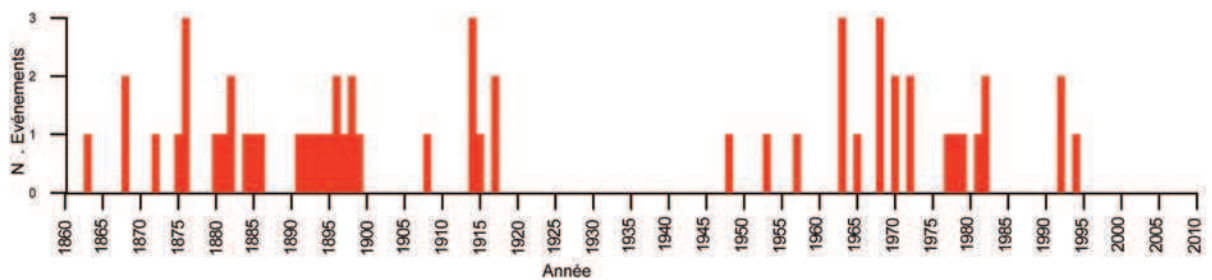


Figure 37. Nombre d'événements de crues torrentielles recensées dans le BV du Riou Bourdoux à partir des archives historiques.

(d'après Remaître, 2006).

3. Les Méthodes

3.a. La cartographie géomorphologique

Pour réaliser une étude dendrogéomorphologique, il est nécessaire de déterminer l'emprise du processus géomorphologique. La cartographie géomorphologique est un préalable indispensable à toute étude dendrogéomorphologique (Stoffel et al., 2010). Lorsque l'on est confronté à une juxtaposition de processus géomorphologiques, comme c'est le cas sur le glissement de terrain des Aiguettes, qui comporte un secteur influencé par l'activité torrentielle, la réalisation et l'utilisation de la cartographie géomorphologique prend tout son intérêt.

Sur les 4 sites principaux, les principales unités et détails géomorphologiques sont identifiés, géolocalisés avec un GPS différentiel, puis cartographiés. Les pistes forestières

et les secteurs modifiés par l'homme sont également cartographiés. Malgré le peuplement forestier présent sur les différents sites étudiés, la précision cartographique après rectification, est métrique.

En laboratoire, l'utilisation des photos aériennes permet de préciser les secteurs qui ont évolué aux cours des différentes campagnes. La carte géologique est utilisée afin de déterminer la nature du substrat soumis à l'instabilité. Récemment, l'utilisation de nouvelles technologies, comme le relevé topographique LIDAR permet d'obtenir un modèle numérique d'élévation et un modèle numérique de terrain sous couvert végétal à haute résolution. Cet outil contribue à l'amélioration de la cartographie géomorphologique et à la délimitation des secteurs instables. Il a été utilisé pour l'étude du glissement de terrain du Bois Noir (OMIV, 2011). Les données cartographiques obtenues sur

chaque site sont incluses dans un Système d'Information Géographique à partir du logiciel ArcGis 9.3 (ESRI, 2007).

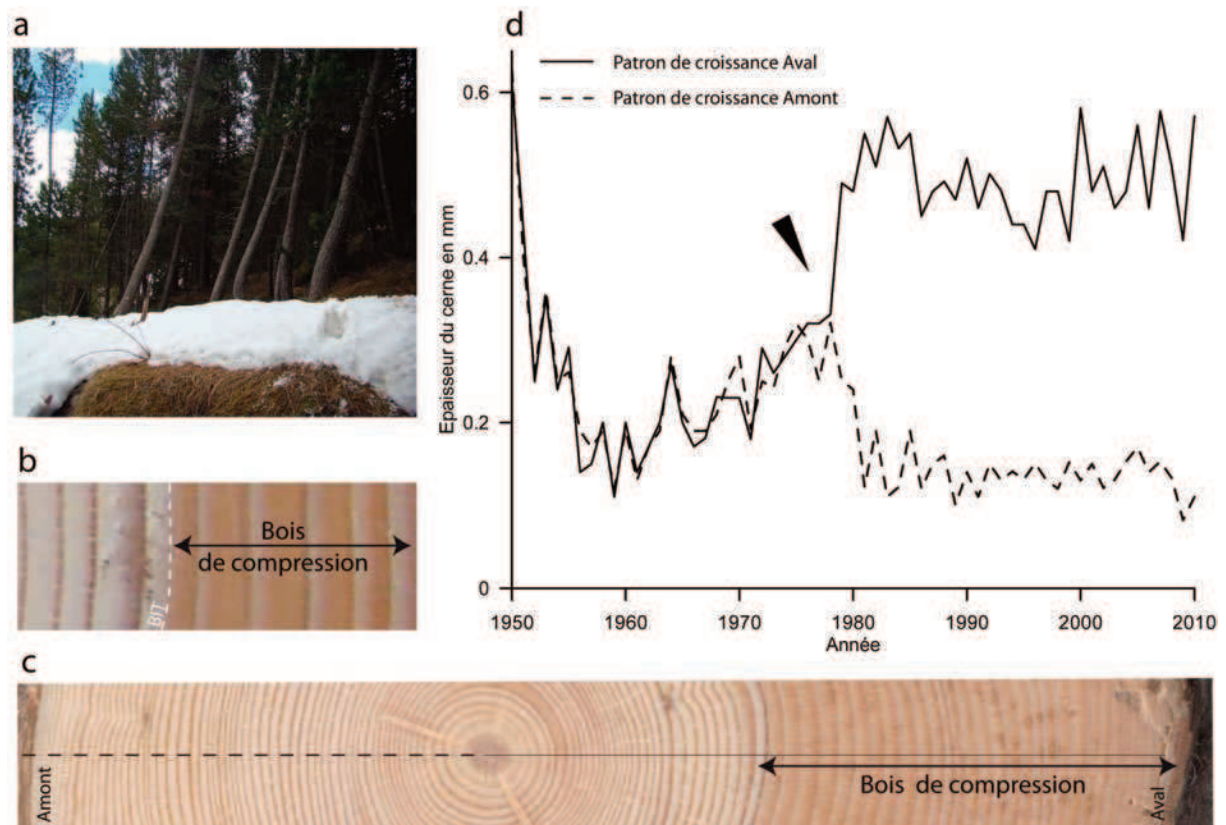
3.b. La sélection des arbres perturbés

Compte-tenu du caractère dominant des conifères dans la moyenne vallée de l'Ubaye et de leur utilisation exclusive dans cette étude, nous détaillerons uniquement ici les perturbations occasionnées par les glissements de terrain sur les cernes de croissance des gymnospermes.

L'inclinaison de l'arbre

La déstabilisation exercée par le glissement sur la tige provoque une perte de verticalité

(figure 38, a). En réponse à ce changement, le géotropisme induit une courbure du tronc de l'arbre (Matteck, 1993). Cette courbure est associée à une série de cernes de croissance excentrique provoquée par la formation de bois de compression (BC). Ce bois, fortement lignifié est produit afin d'assurer la stabilité mécanique de l'arbre. Il est facilement identifiable car il présente une série de trachéïdes denses, courtes, de couleurs jaune ou brun rouge et à cloisons épaisses montrant de vastes espaces intercellulaires (Timmel, 1986) (figure 38, b). Cette asymétrie a pour conséquence, chez les conifères, la formation d'une série de cernes larges dans la partie concave et une série de cernes très étroits dans la partie convexe du tronc (figure 38, d)



(Panshin et de Zeeuw, 1970 ; Carrara et O'Neill, 2003). Ainsi, les variations soudaines d'excentricité (rapport entre les largeurs brutes du cerne de la partie amont du tronc et celle de la partie aval) ont été interprétées comme des marqueurs d'instabilité (Astrade et al., 1998). L'utilisation de cette méthode suppose cependant la détermination d'un seuil de variation d'excentricité qui est rarement précisé. Le plus souvent, la résolution de la reconstitution est pluri-annuelle et des phases

de déclenchement sont proposées (Braum et al., 1987a).

Plus récemment, les travaux de Stefanini (2004) sur les feuillus et de Lopez Saez et al. (2011 a, b) sur les conifères utilisent le bois de compression pour dater l'occurrence d'un événement avec une résolution annuelle. Couplée à des observations anatomiques qui permettent de localiser précisément la position du bois de compression à l'intérieur du cerne, la méthode permet d'obtenir une résolution

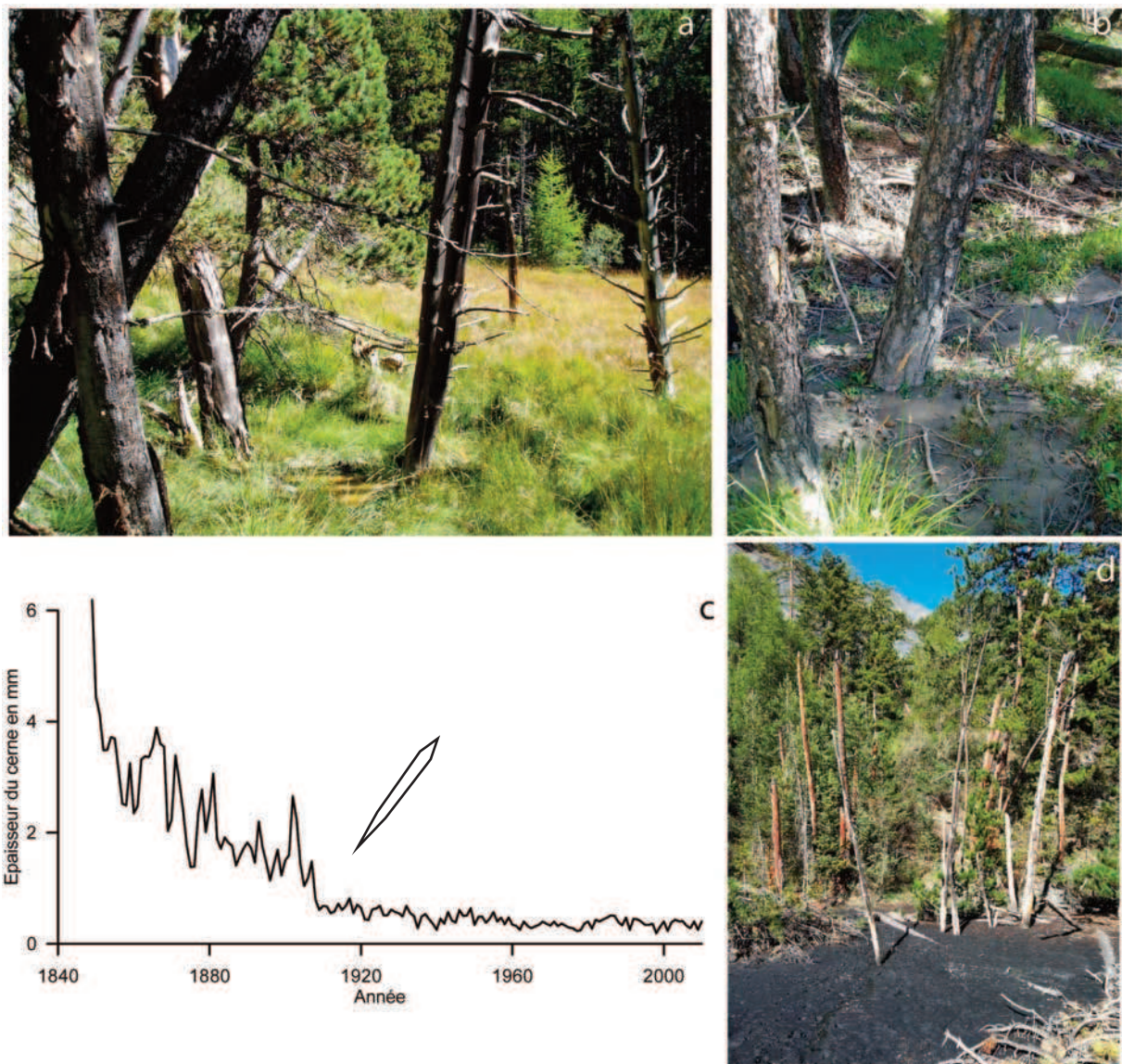


Figure 39. **Comportement de *P. uncinata* face à l'enfouissement.** (a, d) *P. uncinata* morts par enfouissement de la base de leurs troncs suite à un dépôt de sédiments. Lorsque l'enfouissement n'entraîne pas la mort de l'arbre (b), une baisse brutale du patron de croissance s'observe (c). En 1907, la série connaît une baisse significative de la croissance.

saisonnaire. Par ailleurs, l'analyse de la réorientation de l'arbre et de la localisation du bois de compression dans le tronc par rapport à la pente générale du versant permet de préciser la nature, la profondeur et la direction du glissement.

L'enfouissement de la base du tronc

Les glissements de terrain peuvent, localement, enfouir des arbres en déposant une épaisseur variable de matériaux à la base du tronc (**figure 39**). Cette enfouissement provoque une asphyxie liée à une baisse de l'apport en eau et en nutriments, qui selon l'épaisseur du dépôt, provoque une forte réduction de la croissance (**figure 39, b, c**) et dans certains cas, la mort de l'arbre (**figure 39, a, d**). L'identification et l'interdatation de la première année de réduction de croissance permet de dater l'enfouissement avec une résolution annuelle (**figure 39, c**).

Le déchaussement des racines

L'activité du glissement de terrain, peut causer une mise à l'air partielle ou totale du

système racinaire. Cette perturbation s'observe le plus souvent sur les escarpements des glissements (**figure 40, a**). L'apparition de l'escarpement, puis son érosion régressive, entraînent une mise à l'air plus ou moins brutale de l'appareil racinaire. Outre la perte de stabilité et d'apport en nutriments, qui vont entraîner une baisse de la croissance de l'arbre, une modification anatomique s'opère au sein de la racine déchaussée (**figure 40, b**). Corona et al. (2010 a, b) ont ainsi démontré que la surface du lumen des trachéides du bois initial diminue de l'ordre de 60 % l'année du déchaussement (**figure 40, c**).

Les impacts mécaniques

Le glissement de terrain peut provoquer, dans certains cas, le déplacement de matériaux plus ou moins grossiers. L'impact mécanique peut provoquer la destruction d'une partie du cambium (**figure 41, a**). Afin de limiter les infiltrations d'eau, et l'invasion de parasites, une cicatrisation rapide a lieu. Pour cela, l'arbre produit un tissu calleux identifiable à sa struc-

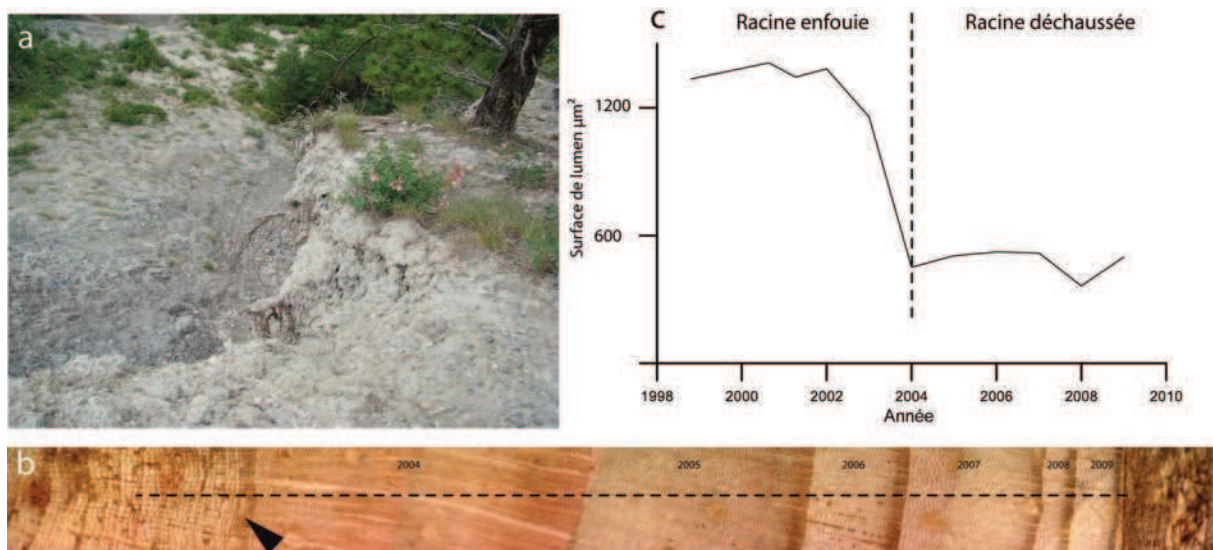


Figure 40. **Racine déchaussée de *P. uncinata* situé sur un escarpement (a)**. Cette perturbation entraîne une modification anatomique dans la structure du bois racinaire qui s'observe à partir de 2004 (b). Cette mise à l'air a pour conséquence, la chute brutale de la surface de lumen des trachéides du bois racinaire (b, c).

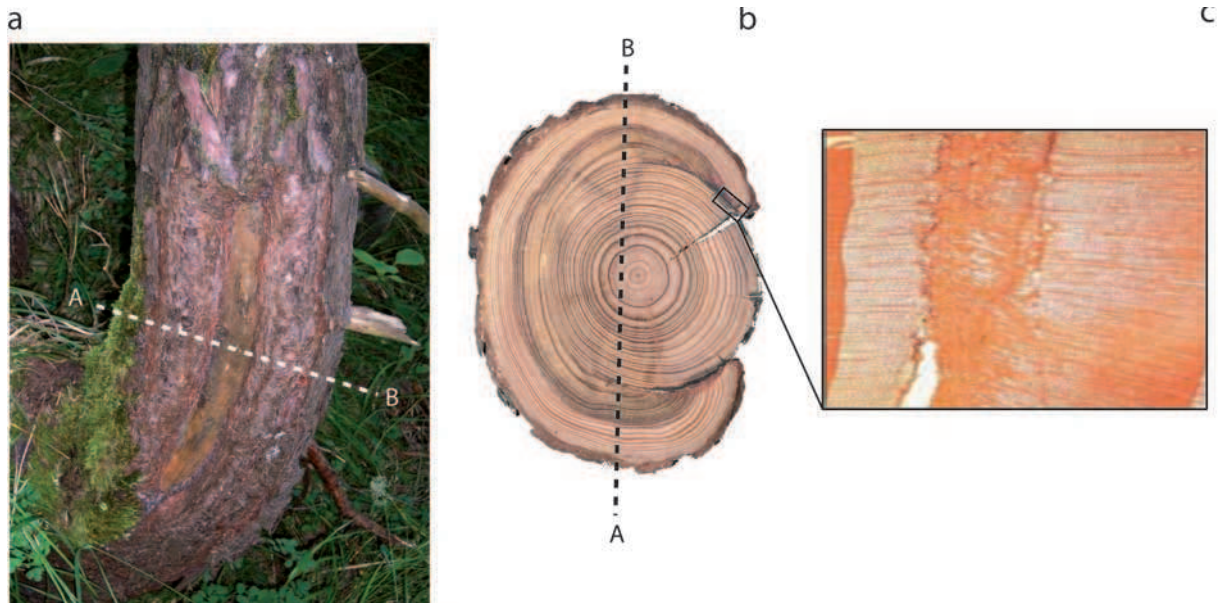


Figure 41. **Cicatrice d'impact sur la base du tronc de *P. uncinata* (a)**. L'arbre forme un tissu calleux de part et d'autre de la blessure (b) avec de nouvelles cellules reconstructrices à structure chaotique (c).
 ture chaotique, de part et d'autre de la blessure (**figure 41, b**). La production de nouvelles cellules va ainsi initier progressivement le processus de cicatrisation jusqu'à une fermeture complète de la blessure. La datation de la première rangée de cernes constituée de tissu calleux permet de déterminer l'année de l'impact. (**figure 41, c**). Par ailleurs, suite à la blessure, certaines essences (*Larix decidua* (mélèze d'Europe), *Picea abies* (épicéa), *Abies alba* (sapin blanc)) forment, dans le cerne de croissance en cours de développement, des lignes tangentiels de canaux résinifères traumatiques (TRD), (**figure 42**). Ces lignes s'étendent dans des directions tangentielle et axiale depuis la zone blessée. Lorsque l'impact a lieu pendant la période de végétation, ces canaux se forment dans un

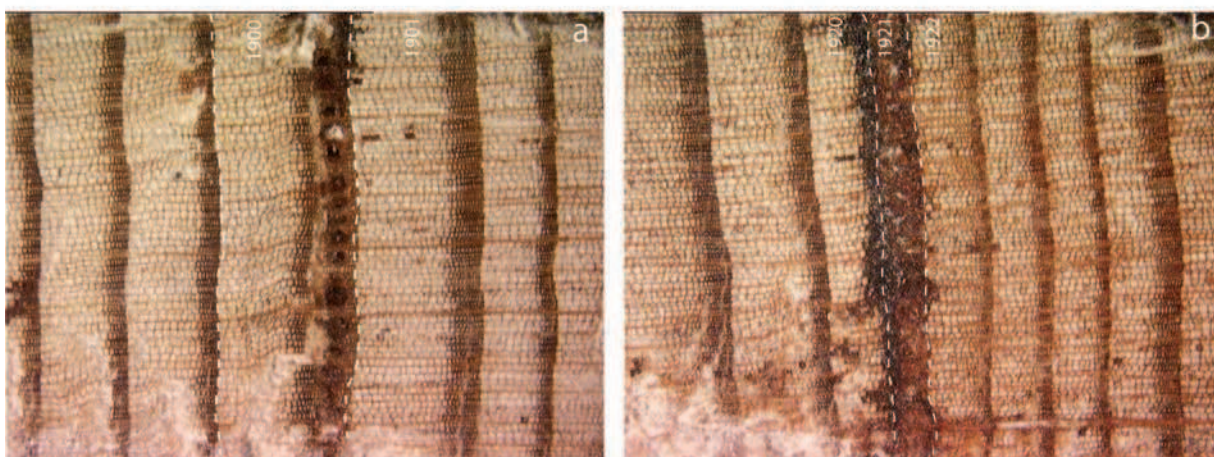


Figure 42. **Formations de lignes tangentiels de canaux résinifères traumatiques observées sur *L. decidua***. (a) le cerne de croissance de l'année 1900 montre la formation d'une ligne tangentielle de canaux résinifères traumatique dans le bois final. Au contraire de l'exemple (b), qui se situe sur l'ensemble du cerne de l'année 1921.

délai de trois semaines (Luchi et al., 2005). Lors de l'analyse dendrogéomorphologique, la position des TRD à l'intérieur du cerne permet de dater l'évènement avec une résolution mensuelle à saisonnière (Stoffel et Hitz, 2008) (figure 42, a, b).

Lorsque l'arbre est suffisamment haut, l'impact mécanique d'un bloc (Dorren et Berger, 2006), peut entraîner l'étêtage de la cime de l'arbre par propagation d'une onde de choc dans le tronc. Cette rupture de l'apex modifie la croissance radiale. Elle provoque notamment une diminution significative des largeurs de cernes sur des périodes plus ou moins longues. Certaines essences, *L. decidua* notamment, développent une morphologie de croissance en candélabre. Plusieurs branches latérales remplacent alors la couronne brisée (Butler et Malanson, 1985). Cette morphologie est révélatrice de l'activité morphologique. Cependant, les rejets formés suite à l'étêtage sont rarement utilisés dans les reconstructions car ils peuvent

apparaître plusieurs années après un évènement.

3.c. La stratégie d'échantillonnage

L'échantillonnage est basé sur la cartographie géomorphologique préalablement réalisée. Dans la mesure du possible, l'ensemble des unités géomorphologiques identifiées sont échantillonnées. De la même manière, les secteurs forestiers du glissement qui présentent des signes traumatiques caractéristiques d'une instabilité font l'objet d'un échantillonnage dense. La quasi totalité des échantillons réalisés sur les différents sites de la moyenne vallée de l'Ubaye, ont été prélevés à l'aide d'une tarière de Pressler (figure 43, a). Seuls les échantillons de racines déchaussées ont été prélevés au moyen d'une scie japonaise (figure 43, b). La technique classique d'échantillonnage consiste à prélever radialement une carotte de bois à l'aide d'une tarière de Pressler. Cet outil est composé d'une



Figure 43. Les techniques d'échantillonnages.

(a) la majorité des échantillons ont été prélevés avec une tarière de Pressler. Pour les racines, il est nécessaire d'avoir une section entière de l'échantillon pour l'analyse microscopique. Ils ont été prélevés avec une scie japonaise à double cran.

mèche de 40 centimètres (plusieurs longueurs existent, à adapter en fonction du diamètre du peuplement), creuse et filetée en son extrémité permettant, ainsi, une pénétration dans l'arbre par rotation. Le bois récolté à l'intérieur de cette mèche se présente sous la forme d'une carotte de 5 millimètres de diamètre. Pour chaque arbre, il est nécessaire d'effectuer au moins deux prélèvements par individu :

Le premier, parallèle à la pente, dans le but d'obtenir :

- (i) une série de largeur de cernes de croissance excentrique complète (amont/aval),
- (ii) l'ensemble des phases et positions du bois de compression que comporte la série de cerne.

Le second échantillon est réalisé parallèlement aux courbes de niveaux. Cette section sert de référence individuelle, car les perturbations anatomiques liées à l'instabilité de versant modifient très peu cette section du tronc. Une hauteur préférentielle de 50 centimètres a été choisie pour les prélèvements, cependant cette hauteur est très variable en raison des contraintes physiologiques des troncs (branches, blessures), de la topographie du versant et de la présence de la strate arbusculaire souvent dense (*J. thurifera* en particulier).

Pour l'échantillonnage des racines déchaussées, seules les racines vivantes, d'un diamètre supérieur à 20 millimètres ont été prélevées, à une distance d'au moins 50 centimètres du tronc. L'objectif est d'éviter les perturbations liées à la remontée de la base du tronc inhérente à la croissance de l'arbre (LaMarche, 1968). Chaque prélèvement racinaire a été complété par un échantillonnage

effectué sur la tige. Enfin, chaque arbre échantillonné est identifié au moyen d'une fiche de relevés comportant:

- (i) un numéro d'identification individuel,
- (ii) un cliché photographique,
- (iii) des renseignements synthétiques concernant les perturbations visibles sur l'arbre et les spécificités géomorphologique du secteur,
- (iv) les informations de géolocalisation de chaque individu obtenues à partir d'un GPS différentiel.

De plus, pour chaque versant, il est nécessaire de créer une chronologie de référence de l'essence étudiée afin de corriger d'éventuelles erreurs d'interdatation liées à des faux cernes ou à des cernes absents (Cook et Kairiukstis, 1990). Lorsqu'un arbre n'est pas perturbé par un facteur exogène, en l'occurrence un glissement de terrain, la variabilité de sa croissance est uniquement conditionnée par le climat, le substrat, les maladies et le vieillissement. Une chronologie reflète donc la tendance générale de la croissance d'une espèce sur un site spécifique. Il faut échantillonner un minimum de 20 arbres dominants, dans des peuplements situés à proximité des glissements étudiés en raison de la variation rapide des facteurs écologiques (condition de croissance similaire) (Gartner, 2007). Deux carottes sont échantillonnées parallèlement aux courbes de niveaux pour éviter les perturbations de croissance liée à la pente.

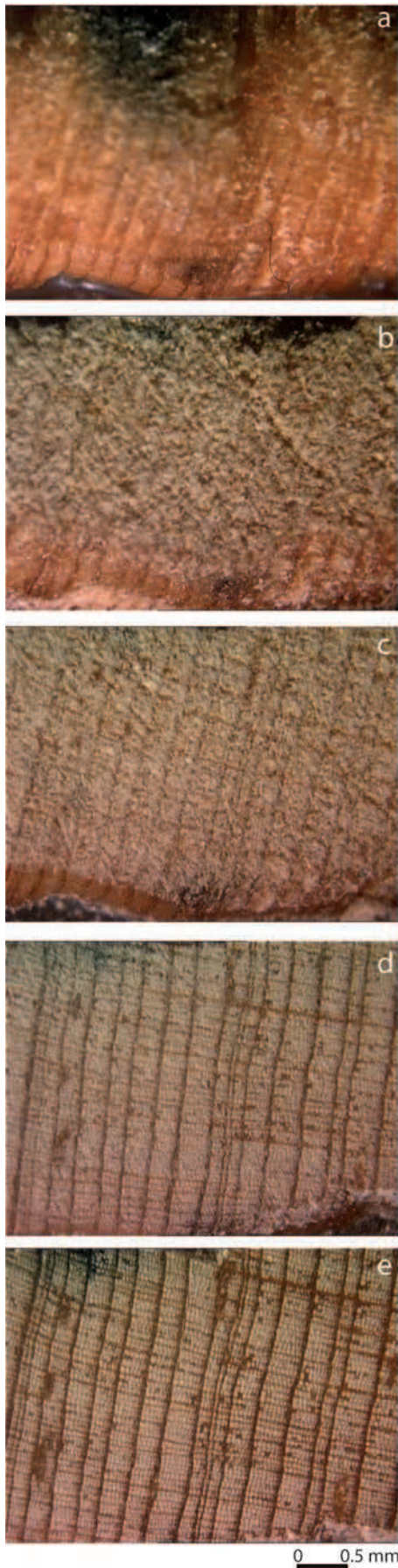


Figure 44. Evolution de la surface de l'échantillon après les différentes étapes de ponçage.

3.d. La préparation des échantillons

C'est une étape cruciale dans l'identification des perturbations de croissance. Une étude dendrogéomorphologique fine, passe par une bonne lecture des échantillons. Une fois retirée de la paille qui sert de moyen de transport et de protection, la carotte est collée sur une plaque de médium préalablement rainurée (profondeur 2 millimètres, largeur 5 millimètres, longueur 400 millimètres). Pour cela, on utilise une colle à bois, transparente et à séchage rapide. La position de la fibre de la carotte dans la rainure doit être en position verticale afin de permettre une observation optimale des cernes (Iseli et Schweingruber, 1989). Après séchage de la colle (environ 6 heures), chaque échantillon va subir une phase de préparation à l'aide d'une ponceuse orbitale professionnelle (*Métabo*). La première étape consiste à rendre la surface bombée et brute de la carotte (figure 44, a), la plus plane possible. Un grain de disque grossier (80) est utilisé pour aplanir la surface de l'échantillon (figure 44, b). Il faut ensuite lisser la surface avec des disques à grains plus fins, 120 (figure 44, c) puis 320 (figure 44, d). Enfin, pour obtenir une lecture microscopique du cerne, il faut lustrer l'échantillon avec un disque à grains très fins (600) (figure 44, e). La même démarche est effectuée sur les sections de racines. Il n'est plus nécessaire d'effectuer de lames minces à partir d'un microtome pour analyser la taille des trachéides, car la qualité de lecture est suffisante.

3.e. Le comptage des cernes et la création d'un référentiel dendrochronologique

La première étape consiste à pointer chaque cerne en commençant par le dernier cerne formé sous l'écorce. Les séries de cernes larges et étroites et les différentes perturbations de croissance sont identifiées et localisées sur les échantillons. Pour chaque arbre, on réalise un *skeleton plot* (Schweingruber et al., 1990) ; une représentation schématique de la croissance de l'arbre avec la localisation des séries de cernes anormalement larges ou étroites et des différentes perturbations de croissance identifiées. Lorsque le pointage est effectué, la largeur de chaque cerne est mesurée à partir d'une table de lecture de marque *Lintab* et d'une loupe binoculaire de marque *Leica* (figure 45). La précision de la mesure est de 0.01 millimètres. L'utilisation du logiciel *TSAP WIN* (Rinntech, 2009) permet ensuite, d'une part,

- (i) la représentation graphique des séries de croissance de chaque individu, mais également,
- (ii) l'interdatation entre les deux échantillons prélevés sur l'arbre.

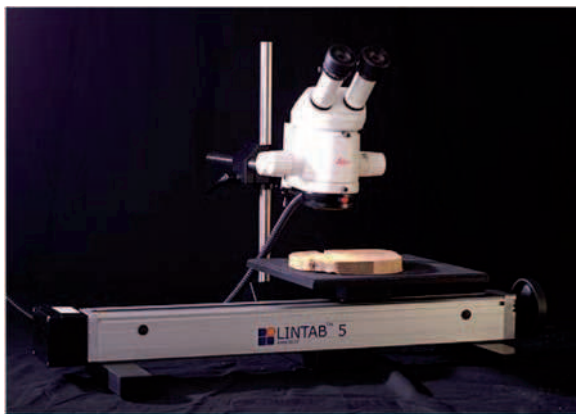


Figure 45. Le comptage et le traitement statistique des échantillons sur une table de lecture Lintab.

Cette étape permet d'attribuer à chaque cerne l'année calendaire de sa formation. Les référentiels dendrochronologiques ont été élaborés en utilisant une méthodologie identique, puis standardisées au moyen du logiciel Arstan (Cook, 1985). Les séries de largeurs brutes de chacun des échantillons ont été linéarisées à l'aide de modèles de régression linéaire, quadratique et cubique (Cook et Kairiukstis, 1990). Le test de Student *t* après standardisation Baillie-Pilcher (Baillie-Pilcher, 1973) a été utilisé pour vérifier les synchronismes entre les séries. L'indice de corrélation (*r*) a également été considéré lors de l'interdatation.

Cette standardisation permet de faire ressortir le signal climatique et de retirer la tendance d'âge contenus dans chaque série. Il en résulte un indice (sans unité) de la croissance radiale du peuplement. Des années dites « caractéristiques » sont ainsi identifiées au sein du signal. Ce sont généralement des cernes particulièrement étroits ou larges qui sont les conséquences directes d'évènements climatiques extrêmes qui affectent la majorité du peuplement (Petitcolas et Rolland, 1998 ; Neuwirth et al., 2004). Ce référentiel dendrochronologique est ensuite utilisé pour interdater les séries de largeur de cernes obtenues sur les arbres échantillonnés sur le glissement de terrain.

3.f. L'interdatation des perturbations de croissance

Cette interdatation (figure 46) est indispensable pour différencier les fluctuations de croissance induites par les variations du climat ou les cycles parasites (ex : tordeuse

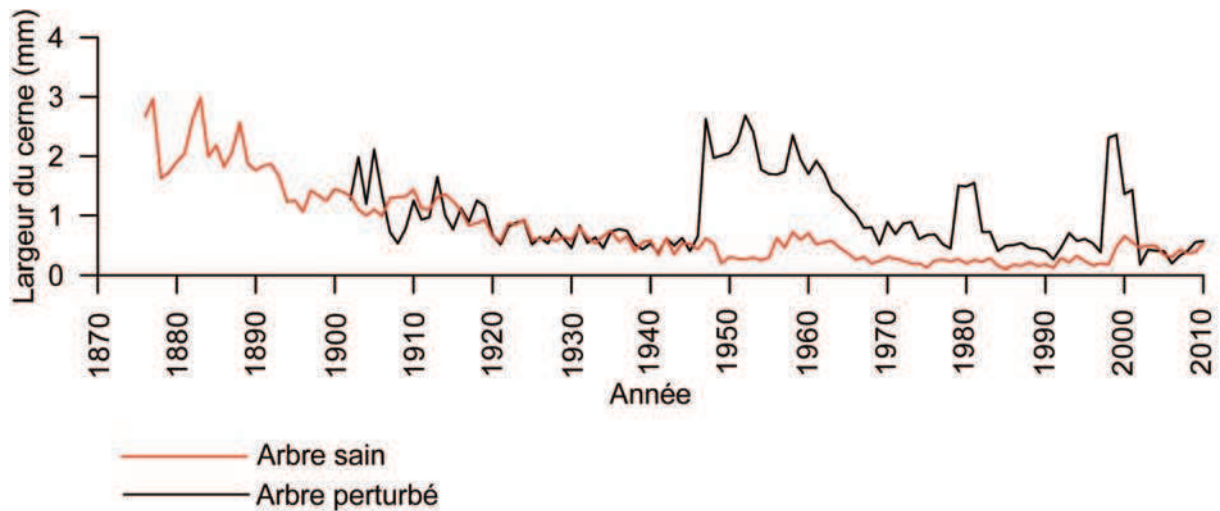


Figure 4§. Interdatation entre un échantillon sain et perturbé.

grise du mélèze) de celles induites par l'activité du glissement de terrain. On peut ainsi distinguer, par exemple, une série de cernes étroits causée par une sécheresse estivale, d'une phase de réactivation d'un glissement de terrain. Cette procédure permet donc d'identifier les perturbations de croissance d'origine géomorphologique (réductions de croissance, bois de compression, tissus calleux, canaux résinifères traumatiques) et de les interdater avec une résolution annuelle. Une fois les échantillons interdatés, il est possible grâce à la qualité du ponçage de localiser certaines perturbations (bois de compression, canaux résinifères traumatiques) au sein du cerne. Cette datation intra-annuelle permet de proposer une saisonnalité du basculement. Un réplicat sur au moins 5 individus a été utilisé pour proposer une saisonnalité. Lorsque le basculement entraîne une réduction de croissance, la précision de la datation reste annuelle (**figure 47, a**). Lorsque le basculement modifie peu le géotropisme de l'arbre, le bois de compression est considéré comme modéré (**figure 47, b**). Il se forme uniquement dans le bois final (BF) de l'arbre (Timmel, 1986). Dans ce cas, la précision reste également an-

nuelle. Lorsque le basculement de l'arbre est suffisamment violent, l'arbre forme du bois de compression, immédiatement après le basculement, lorsque celui-ci a lieu pendant la période de croissance (**figure 47, d, e**) ; dans le bois initial précoce (BIP) de l'année suivante, lorsque le basculement se produit pendant la période de dormance (Lopez Saez et al., 2011a).

3.g. La détermination de l'année de mise à l'air d'une racine déchaussée

La première étape consiste à attribuer à chaque cerne racinaire, l'année calendaire de sa formation. Les méthodes classiques d'interdatation et notamment l'interdatation par rapport à un référentiel dendrochronologique ne peuvent s'appliquer. En effet, la largeur des cernes racinaires, en condition normale de croissance, est très dépendante de l'individu, et non d'un peuplement. L'échantillon racinaire ne contient pas de cernes caractéristiques liées aux fluctuations climatiques, car les conditions environnementales ne sont pas les mêmes dans le sol et à l'air libre. Pour compenser ce biais, il est nécessaire d'inter-

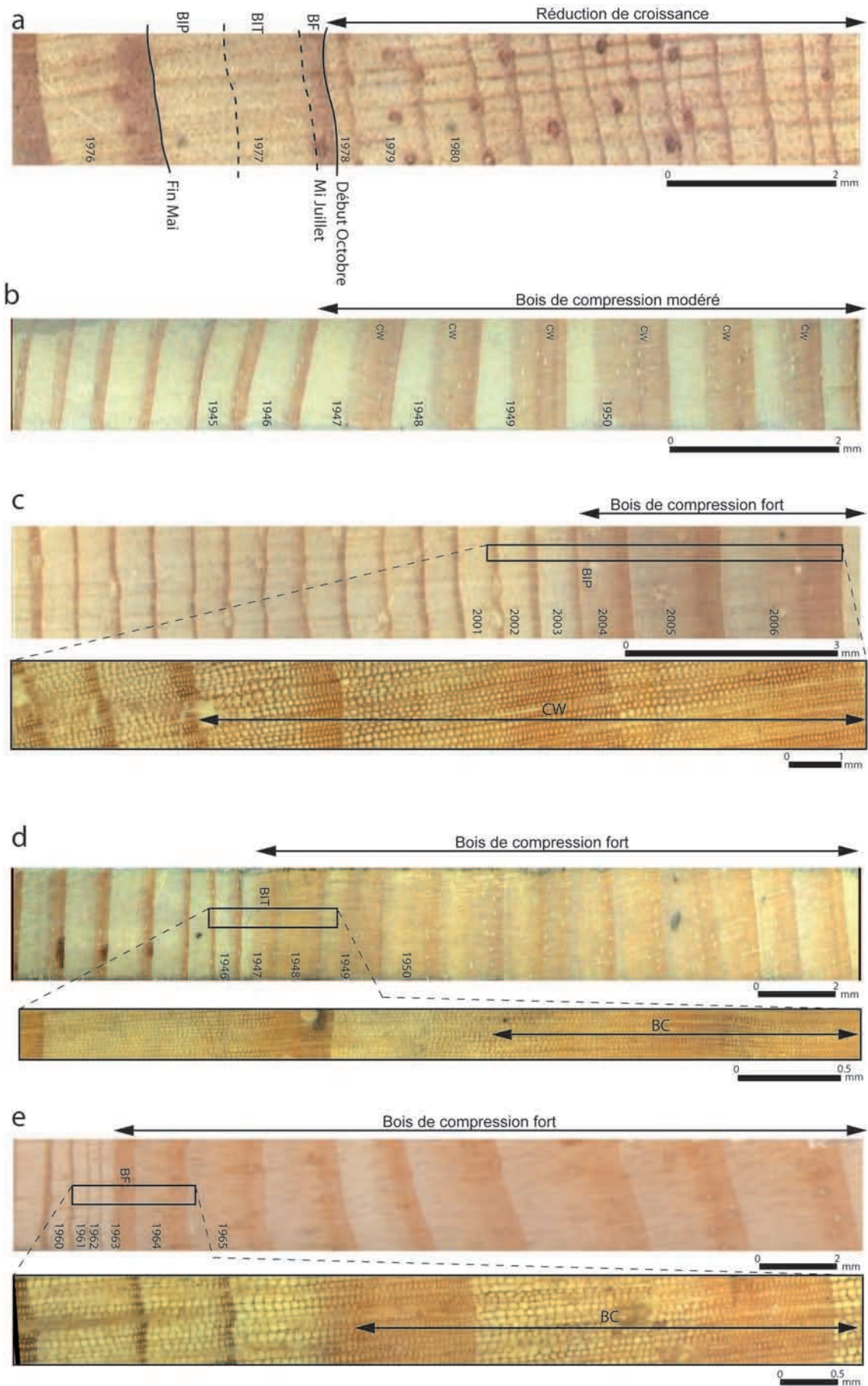


Figure 47. Perturbations de croissance observées dans un *P. uncinata* après un basculement.

dater 4 rayons d'un même échantillon afin d'isoler les faux cernes et de mettre en évidence d'éventuel cernes absents ou surnuméraires. Une fois l'interdatation réalisée, les échantillons ont été photographiés avec un système d'imagerie numérique montée sur un microscope optique. Les images ainsi obtenues ont été assemblées (**figure 48, b**),

puis, traitées à l'aide du logiciel *WinCell 2009a*.

L'objectif est ici de mettre en évidence des modifications de l'anatomie des trachéides et en particulier de quantifier l'évolution de la surface du lumen du bois initial. La taille moyenne du lumen de 12 trachéides du bois initial, tirées au sort aléatoirement, a ainsi été

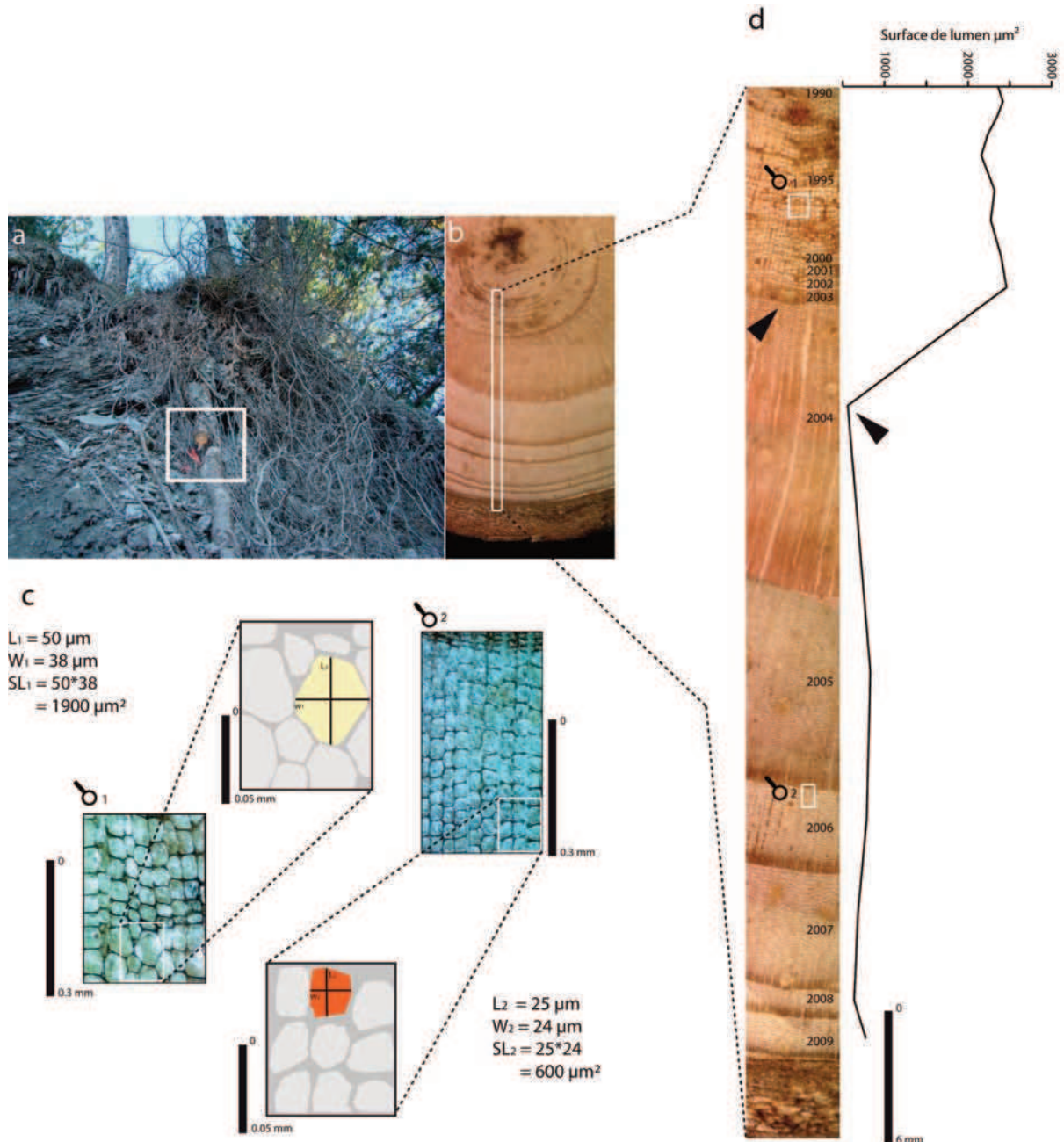


Figure 48. La détermination de l'année de mise à l'air d'une racine déchaussée.

Après avoir prélevée une section racinaire (a), l'échantillon a été daté puis photographié avec un système d'imagerie numérique (b). A l'aide du logiciel *WinCell 2009a*, la surface de lumen de 12 trachéides a été mesurée pour chaque cerne. La détermination de l'année de déchaussement (2004) se base sur la réduction brutale de la surface de lumen des trachéides.

calculée pour chaque cerne (Rubiales et al., 2008; Corona et al. 2010) (**figure 48, c**). Une fois l'opération répétée pour l'ensemble des cernes de l'échantillon, on obtient une courbe de l'évolution de la taille du lumen des trachéides en fonction de l'année de formation du cerne (**figure 48, d**). D'après Corona et al. (2010), une mise à l'air libre de la racine provoque une diminution importante (de l'ordre de 60 %) de la surface moyenne du lumen des trachéides du bois initial. Ces changements anatomiques peuvent être interprétés comme la réponse du système vasculaire des conifères aux stress engendrés par les conditions environnementales, en l'occurrence, dans notre cas, la mise à l'air brutale de la racine (**figure 48, a**). Ils peuvent par conséquent être utilisées pour dater les phases de réactivation des glissements de terrain.

3.h. La cartographie de la structure d'âge du peuplement

La structure d'un peuplement est déterminée par l'écart des âges au sein d'une population. Ainsi, lorsque la structure est régulière, l'âge du peuplement présente une variance faible. Lorsque cette structure est irrégulière, l'âge du peuplement présente une forte variabilité. Une fois chaque échantillon interdaté, il est possible de cartographier la structure d'âge du peuplement sur le glissement de terrain. Cette approche permet:

- (i) d'identifier des secteurs qui présentent une structure d'âge similaire,
- (ii) de mettre en évidence la dynamique de recolonisation du site,
- (iii) d'obtenir un âge moyen du peuplement forestier à l'échelle du glissement.

Il faut, cependant, nuancer cette approche. L'échantillon prélevé ne reflète pas l'âge exact de la germination de l'arbre. Il sous-estime plus ou moins l'âge réel et par conséquent l'âge du peuplement. En effet, le nombre de cerne varie en fonction de la hauteur de prélèvement. Il ne permet pas non plus de quantifier précisément la recolonisation en raison du délai d'écèse (temps nécessaire à l'installation et au développement de plantes pionnières sur un terrain nu). Malgré ces biais, cette approche donne des indications spatialisées de l'activité passée du glissement de terrain. Deux méthodes ont été employées pour cartographier la structure du peuplement. Le choix de l'une ou de l'autre, dépend: (i) de l'intensité du glissement qui influence le pourcentage de la surface boisée, (ii) de la stratégie d'échantillonnage adoptée. Ainsi, lorsque le glissement présente une surface boisée importante et qu'un échantillonnage exhaustif réparti de manière homogène a pu être réalisé, une méthode d'interpolation spatiale est utilisée. Dans notre cas, une Pondération Inverse à la distance (PID ou IDW en anglais) a été choisie. Elle a été réalisée au moyen de l'outil 'IDW' disponible dans le module Geostatistical Analyst du logiciel ArcGis 9.3 (ESRI, 2007). Il s'agit d'une méthode statistique qui permet d'assigner une valeur à un espace non connu à partir d'un semis de points de valeur connues. La PID suppose que chaque point a une influence locale et que celle-ci diminue avec la distance. Un rayon de recherche constant est fixé. Il nécessite la définition d'une distance par rapport au voisinage et d'un nombre minimum de points. Ainsi, tous les points mesurés compris dans le rayon seront utilisés pour l'interpola-

tion. Lorsque le nombre de points mesurés dans un rayon n'atteint pas le nombre minimum, le rayon de recherche s'agrandit afin d'atteindre le minimum requis. Dans notre cas, le nombre minimum de point est 10 et le maximum 15 pour chaque rayon de recherche. Au contraire, lorsque l'échantillonnage ne présente pas une bonne répartition ou lorsque le nombre d'arbres échantillonnés est insuffisant, la prédiction obtenue à partir de la PID n'est pas significative. Dans ce cas, une cartographie ponctuelle de la structure d'âge est proposée.

3.i. La datation des évènements

Une perturbation de croissance unique au cours d'une année ne peut être assimilée à un évènement. Pour dater un évènement, il est nécessaire que plusieurs arbres présentent une perturbation lors de la même année (Shroder, 1978 ; Butler et al., 1987 ; Bollschweiler et al., 2008). Pour cela on calcule un indice I_t , définie par Shroder (1978) et Butler et Malanson (1985) :

$$I_t = \left(\frac{\sum_{i=1}^n (R_t)}{\sum_{i=1}^n (A_t)} \right) \times 100 \quad (1)$$

R représente le nombre d'arbres qui présente une anomalie de croissance à l'année t et A , le nombre total d'arbres vivants cette même année (t). Les travaux de Dubé et al. (2004), Reardon et al. (2008), Butler et Sawyer (2008) et récemment de Corona et al. (2010) proposent un seuil minimal de 10% pour l'indice I_t . Ce seuil minimise le risque qu'une perturbation de croissance causée par un autre processus (la foudre ou un chablis, par exemple) puisse être attribuée à l'activité du glisse-

ment de terrain. Afin d'éviter une surestimation de l'indice résultant du faible nombre d'arbres vivants aux début de la chronique, un minimum de 10 arbres doit également présenter des perturbations au cours de l'année t (Dubé et al., 2004) pour qu'un évènement soit pris en compte. Autrement dit, une réactivation est reconstruite au cours de l'année t si 10% des arbres échantillonnés et un minimum de 10 individus présentent des perturbations de croissance synchrones pour cette année. Cependant sur certains sites, le choix de ces seuils élevés peut conduire à écarter des mouvements très localisés. Ainsi, pour les sites d'étude qui présentent à la fois un échantillonnage exhaustif et une répartition homogène, les seuils ont été adaptés et les évènements ont été hiérarchisés en fonction de leur indice I_t et du nombre d'arbres perturbés :

- (i) lorsque l'indice I_t est supérieur à 5%, avec au moins 10 arbres qui répondent, l'évènement est considéré comme majeur,
- (ii) lorsque l'indice I_t est supérieur ou égal à 2%, mais inférieur à 5%, avec au moins 5 arbres qui répondent, l'évènement est considéré comme mineur.

En-dessous du seuil de 2%, le signal est considéré comme du bruit et les perturbations observées sont écartées de la reconstruction finale.

L'agrégation spatiale des arbres présentant une réponse lors d'un évènement mineur a été quantifiée afin de limiter l'introduction de bruit dans la reconstruction. Pour chaque évènement mineur, l'indice global de Moran (IM) (Moran, 1950) est calculé afin de mesurer le degré d'autocorrélation spatiale. Cet indice mesure la ressemblance entre

voisins : il permet de quantifier si la distance moyenne entre les arbres perturbés est significativement différente de la distance moyenne entre les arbres. Cet indice employé par Corona et al. (2010b) pour quantifier l'agrégation des arbres perturbés sur un couloir avalancheux est utilisé ici dans le contexte des glissements de terrain. L'agrégation, la dispersion ou l'absence d'organisation spatiale des arbres perturbés lors d'un évènement mineur sont quantifiées. L'indice de Moran (IM) est défini par :

$$I_M = \frac{n \sum_{i \text{ voisin } j} (x_i - \bar{x})(x_j - \bar{x})}{m \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad (2)$$

Où n représente le nombre d'individus, X_i et X_j , les valeurs de la variable X aux points i et j , \bar{X} est la moyenne de la variable X et m est la pondération appliquée à la relation entre les lieux (i, j) .

Un indice global de Moran (IM) significativement positif indique une tendance à l'agrégation, alors qu'un indice (IM) significativement négatif indique plutôt une tendance à la dispersion. Lorsque l'indice global de Moran (IM) montre une tendance à l'agrégation, l'évènement mineur est pris en compte. Au contraire, si une répartition aléatoire ou une dispersion des arbres perturbés sont mesurées, l'évènement est exclu de la reconstruction.

Cette approche permet également de calculer la valeur de p . Elle représente la probabilité que le motif spatial observé ait été créé par un processus aléatoire. Lorsque la valeur de p est très petite, elle indique qu'il est très improbable (probabilité réduite) que le motif spatial observé soit le résultat de processus aléa-

toires. La valeur de p indique que vous pouvez rejeter l'hypothèse nulle, car cela indique qu'au lieu d'un motif aléatoire, vos entités (les arbres perturbés) présentent une agrégation ou une dispersion statistiquement significative (Getis et Ord, 1992). Une fois la chronologie dendrogéomorphologique établie, chaque évènement est cartographié au moyen du logiciel ArcGis 9.3. L'analyse des cartographies obtenues et notamment de la répartition des arbres perturbés permet :

- (i) d'identifier l'emprise des réactivations,
- (ii) de proposer une typologie spatio-temporelle des réactivations,
- (iii) d'affiner les connaissances sur le fonctionnement du glissement,
- (iv) de quantifier la période de retour pour chacune des unités géomorphologiques.

3.j. Le calcul de la période de retour d'un évènement

La période de retour se définit comme l'intervalle de temps moyen qui sépare deux phénomènes donnés. Cette notion est utilisée en particulier dans le domaine des avalanches: en un point donné, la période de retour désigne alors l'intervalle de temps moyen qui sépare deux évènements (MC Lung et Schaerer, 1993 ; Corona et al., 2010). Par analogie, à partir des données dendrogéomorphologiques, la période de retour individuelle (Pr) se définit comme l'intervalle de temps moyen qui sépare deux perturbations de croisances (PC) liées à un évènement reconstruit. Elle est calculée pour chaque arbre et s'exprime en année. Elle se définit comme suit :

$$Pr = \left(\sum_{i=t}^n A \right) + \left(\sum_{i=t}^n GD \right) \quad (3)$$

Où (GD) représente le nombre de perturbations de croissance observées, et A le nombre total de cerne. Les périodes de retour individuelles (Pr) sont ensuite interpolées à l'aide d'une Pondération Inverse à la Distance (Geostatistical Analyst du logiciel ArcGis 9.3).

3.k. La cartographie de l'aléa glissement de terrain

Dans le cas des glissements de terrain, la carte de aléa est une représentation synthétique qui résulte d'une compilation d'indices significatifs sur la nature de l'aléa (Institut des Risques Majeurs). Ainsi la pente, la géologie, la présence d'eau, les déformations des terrains ou encore les dégâts occasionnés par l'aléa sont autant d'indices pris en compte dans l'élaboration de cette carte. Cependant, l'expert a besoin de connaître l'activité passée de l'aléa, pour identifier:

- (i) le ou les facteurs déclenchants,
- (ii) la fréquence de l'aléa,
- (iii) l'intensité du phénomène,
- (iv) les secteurs les plus instables.

Malheureusement, les données concernant l'activité passée de l'aléa sont la plupart du temps lacunaires voire inexistantes pour certains sites. Pour limiter ce biais, l'expert propose donc une carte de l'aléa qualitative, qui sera traduite en zonage réglementaire en fonction de critères plutôt globaux et proposera un niveau d'intensité allant de faible à majeurs. La dendrogéomorphologie permet de combler en partie cette lacune et de proposer une reconstruction de l'activité de l'aléa avec une résolution (infra) annuelle. Ainsi, à partir de la période de retour individuelle, une carte de

l'aléa quantitative est proposée. Pour cela, la période de retour est convertie en probabilité d'occurrence au moyen d'une loi Poisson (Crovelli, 2000 ; Corominas and Moya, 2008). Cette loi de probabilité (P) discrète décrit la probabilité qu'un événement se produise dans un laps de temps fixé. Dans le cas des glissements de terrain, cet intervalle de temps a été fixé à 5, 20, 50 et 100 ans et se définit comme suit :

$$P = 1 - e^{(-N/Pr)} \quad (4)$$

Où P est la probabilité qu'un événement avec une période de retour (Pr) se produise dans N années.

Par exemple (figure 49), en utilisant la loi de distribution de Poisson, lorsque la période de retour (Pr) est de 40 ans, la probabilité P pour qu'un événement se produise dans les 5 années à venir est de 0.12 et dans les 50 années à venir de 0.71. La probabilité (P) avec un intervalle de temps de 5, 20, 50 et 100 ans est ensuite interpolée à l'aide d'une Pondération Inverse à la Distance au moyen du logiciel ArcGis 9.3.

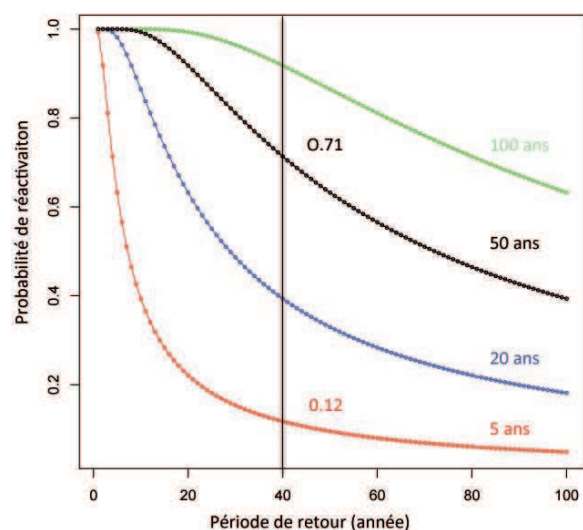


Figure 49. Loi de distribution de Poisson.

3.1. Le calcul d'un seuil de déclenchement

La relation entre les précipitations et les conditions de déclenchement d'un glissement dépend des caractéristiques générales du glissement de terrain. Ainsi, l'activité d'un glissement de terrain superficiel est sensible aux précipitations violentes qui tombent dans les heures ou les jours qui précèdent le déclenchement (Flageollet, 1999). Au contraire, les glissements de terrain profonds sont davantage sensibles aux cumuls des précipitations annuelles (voir les travaux de Corominas and Moya, 1999 ; Flageollet, 1999 ; Stefanini et al., 2004). L'approche dendrogéomorphologique apporte une précision saisonnière de l'évènement. Malgré les avancées récentes, une datation plus précise est pour le moment impossible (Lopez Saez et al., 2011a). Pour cette raison, on ne pourra pas proposer un seuil de déclenchement sur une période courte (infra-mensuelle). En revanche, les cumuls de précipitations mensuelles sont considérés comme significatifs pour la proposition d'un seuil de déclenchement (Hebertson and Jenkins, 2003 ; Corominas and Moya, 2008). Les séries moyennes mensuelles obtenues en moyennant les 3 points de grilles issus de la base de donnée *Histalp* (Efthymiadis et al., 2006 ; Auer et al., 2008) sont utilisées comme facteurs explicatifs. Ces séries couvrent la période 1800-2003. Pour mettre en évidence un possible rôle des précipitations mensuelles, saisonnières et annuelles comme facteurs de déclenchement, plusieurs arbres de régressions et de classification (CART, Breiman et al., 1984 ; Ripley, 1996) ont été utilisés. Ces arbres ont été générés au moyen de la routine 'Rpart' du

logiciel R (R Development Core Team, 2007). Cette classification s'attelle à construire un arbre de décision binaire qui a pour but de construire, à partir d'une population, des sous-groupes qui soient le plus homogène possible pour une caractéristique donnée (Breiman et al., 1984). L'arbre ainsi généré est binaire, dans notre cas, 0 représente les années sans déclenchements observés et 1 les années avec déclenchements. La période temporelle définie est suffisamment large afin d'évaluer le délai potentiel de la réponse de l'arbre face au basculement (Timmel, 1986). Ainsi, pour les années qui présentent du bois de compression dans le bois initial précoce (BIP), la période de test va du mois de juin de l'année précédente (n-1) au mois d'avril de l'année n. Pour les cas où le bois de compression se situe soit dans le bois initial tardif (BIT), soit dans le bois final (BF), la période de test va du mois de mai à septembre de l'année n. Ensuite, les relations entre les variables climatiques et les phases de réactivation ont été explorées à l'aide d'une régression logistique (Aldrich et Nelson, 1984 ; Heberston et Jenkins, 2003 ; Corona et al., 2010b).

Cette méthode a pour objectif de produire un modèle permettant de prédire les valeurs prises par une variable catégorielle binaire, à partir d'une série de variables explicatives continues et /ou binaires. On cherche ainsi à démontrer la relation de dépendance entre une variable à expliquer et une série de variables explicatives, en l'occurrence, l'activité du glissement et les précipitations mensuelles, saisonnières et annuelles.

Le modèle Logit peut s'exprimer de la manière suivante :

$$\text{Logit}(P_i) = \left(\frac{P_i}{1 - P_i} \right) \quad (5)$$

Où P désigne la probabilité de déclenchement de l'année i .

L'utilisation des cernes de croissance des arbres pour l'étude des événements et des changements morphologiques : intérêts, méthodes et apports des recherches alpines à la dendrogéomorphologie.

Using growth rings of trees to study events and morphological changes: interest, methods and contribution of alpine research to dendrogeomorphology.

Laurent Astrade^{*}, Markus Stoffel^{**}, Christophe Corona^{***}, Jérôme Lopez-Saez^{***}

Abstract

Dendrogeomorphology relies on the capacity of ligneous vegetation to react upon external stresses induced by perturbations or changes to the environment and to register these impacts in the form of characteristic annual rings or in morphological anomalies. Analysis of the radial growth of trees (individual or a series of abnormally narrow or wide tree rings), their morphology (scars, resumption of apical growth, change of growth axis, tilting, adventitious roots) and associated anomalies (formation of reaction wood, tangential rows of traumatic resin ducts, modification of the cell structure) allows for a dating of past events (debris flows, landslides, rockfalls, snow avalanches, fluvial dynamics) with an annual to monthly chronological resolution, for the assessment of environmental changes, and for a spatialization and identification of geomorphic processes. This document presents the principle dendrogeomorphic approaches, on the basis of the Process-Event-Response concept, recent developments, in particular focusing on the alpine context, and their interest for the study of geomorphic processes with respect to the knowledge and management of natural hazards and risks.

Key words: dendrogéomorphologie, slope movement, temporal and spatial reconstructions, environmental changes, Alps

Résumé

La dendrogéomorphologie repose sur la capacité des végétaux ligneux à réagir à des stress exogènes liés aux perturbations ou aux changements qui affectent son milieu de croissance, et sur l'enregistrement de ces réponses dans les caractéristiques des cernes annuels de bois ou dans des anomalies morphologiques visibles. L'analyse de la croissance radiale des arbres (cerne ou série de cernes anormalement étroits ou larges), de leur morphologie (cicatrice, reprise de croissance apicale, changement d'axe, courbure, racine adventive) et de leur anatomie (formation de bois de réaction, de rangées tangentielles de canaux résinifères traumatiques, modifications de la structure cellulaire) permet de dater les événements passés (lave torrentielle, glissement de terrain, chute de pierres, avalanches, dynamique fluviale) avec une résolution chronologique annuelle à mensuelle, de reconstituer les changements environnementaux, et de spatialiser et d'identifier les processus géomorphologiques. Ce texte présente les principes de

^{*} Laboratoire EDYTEM, Université de Savoie/CNRS, Campus scientifique, F 73376 Le-Bourget-du-Lac cedex, France. laurent.astrade@univ-savoie.fr.

^{**} Laboratoire de dendrogéomorphologie, Institut de Géologie, Université de Berne, Baltzerstrasse 1 + 3, Berne, Suisse. markus.stoffel@dendrolab.ch.

^{***} Cemagref UR EMGR, 2 rue de la Papéterie, BP 76, F 38402 St-Martin-d'Hères cedex, France. christophe.corona@cemagref.fr, jerome.lopez@cemagref.fr

l'approche, basée sur le concept de *Événement-Changement/Impact/Réponse*, ses développements récents, tout particulièrement dans les Alpes, et son intérêt pour l'étude des processus géomorphologiques en vue de la connaissance et de la gestion des risques naturels.

Mots-clés : dendrogéomorphologie, mouvements de versant, reconstitutions chronologiques et spatiales, changements environnementaux, Alpes

Version anglaise abrégée

Dendrogeomorphology relies on Shroder's concept of Process-Event-Response, defined within this contribution as Event-Change/Impact/Response. The term Event-Change comprises geomorphic processes (e.g., debris flow, rockfall, snow avalanche, landslide, flood) as well as natural and/or anthropogenic changes to the environment (erosion, sedimentation, human intervention, flooding). The Impact corresponds to perturbations suffered by the tree as soon as the process or change is affecting it and may cause direct mechanical damage (toppling, fall, torsion, abrasion, decapitation) and/or a perturbation of the physical environment (trunk sedimentation, asphyxia or root exposure, opening of the environment, etc.). The stress (or the improvement of growth conditions) will result in a Response, provided that a certain threshold is reached and become visible through changed radial growth (individual or a series of abnormally narrow or wide tree rings), morphology (scars, resumption of apical growth, change of growth axis, tilting, adventitious roots) and associated anomalies (formation of reaction wood, tangential rows of traumatic resin ducts, modification of the cell structure). Identification of these responses allow reconstruction of (1) event or change chronologies with annual (tree rings) or monthly (position of anatomical markers within tree rings), (2) their intensity ;(3) extent and sometimes of (4) the processes involved.

The selection of trees at the study site is based on a visual inspection of the trunks (signs of disturbance) and on their position (with respect to the zone influenced by the process). The nature of the tree's response influences the position (height, direction) of sampling and the number of samples to be taken for each tree. In addition to the sampling of disturbed trees, sampling of undisturbed reference trees from a neighboring stand is compulsory.

The large body of pioneering and more recent dendrogeomorphic work in the wider alpine region demonstrates the considerable potential and contribution of dendrogeomorphology in the analysis of geomorphic processes in alpine environments. The history of debris flows has, for instance, been largely documented at several sites and in different regions of the Alps over the past few decades. Some studies have focused on the spread and reach of events on cones, while others dated past events with up to monthly resolution, thus allowing for an identification of processes in the source area of debris flows and to determine rainfalls responsible for their triggering. Reconstructed time series of landslides have repeatedly demonstrated the significant contribution of seismic activity and precipitation totals to their release; in general terms, periods of instability have been shown to be preceded by several wet episodes in summer and particularly wet falls and winters. Dendrogeomorphic reconstructions of snow avalanches combined with archival data have been compared to meteorological records as well in order to determine nivo-meteorological parameters favorable to their release. Most often, accumulation of snow above the mean was a good indicator to explain the occurrence of snow avalanches of strong intensity. Studies dealing with the frequency, magnitude, spatial patterns and seasonality of rockfall activity point to strong fluctuations in the overall rockfall activity since AD 1600 and points towards a clustering

of increased rockfall activity in times with warmer summers. Finally, the application of dendrogeomorphology to fluvial and lacustrine systems – at the level of embankment (floods, changes in the regime, artificial flooding) and morphology (erosion, sedimentation), alluvial plains (paleoenvironmental dating, fluvial response) and catchments (hillslope–river bed coupling) – allows an assessment of extreme events and hydrogeomorphic evolution, be it climatic or anthropogenic, at high resolution.

Dendrogeomorphology therefore offers a particularly interesting component to historic and geomorphic approaches focusing on natural hazards and risks and helps the creation of reliable databases of process activity and dynamics. In addition, studies have been performed looking at process activity in entire valleys, therefore helping in the understanding of the regional character of hillslope processes and to better understand the role and impact of sediment sources and meteorology on the frequency and intensity of events.

Introduction : du cerne à la géomorphologie

En passant par la dendrochronologie

La dendrochronologie est l'étude des cernes (bois produit par le cambium au cours de la période végétative), qui sont considérés comme des enregistreurs des variations des conditions de croissance de l'arbre. Cette définition limite cependant la valeur de cette science au regard de son utilisation actuelle dans la recherche. Historiquement, la dendrochronologie était surtout employée comme moyen de datation en archéologie, pour la calibration du radiocarbone, ou pour la gestion forestière. Son utilisation en écologie et physiologie, paléoclimatologie et, enfin géomorphologie, géologie et hydrologie a conduit à la mise en place de méthodes spécifiques (Schweingruber, 1988, 1996).

La dendrogéomorphologie, d'abord décrite par Alestalo (1971), est basée sur (1) la capacité des végétaux ligneux à réagir à des stress exogènes liés aux perturbations ou aux changements qui affectent son milieu de croissance, et sur (2) l'enregistrement de ces réponses dans les caractéristiques des cernes annuels de bois ou dans des anomalies morphologiques visibles. Elle permet ainsi (1) de dater les événements passés avec une résolution chronologique annuelle à mensuelle (Stoffel *et al.*, 2010a), (2) de reconstituer les changements environnementaux, et (3) de spatialiser les processus géomorphologiques. Nous présenterons successivement les principes, les développements récents et l'intérêt de cette approche pour l'étude des processus géomorphologiques.

Principes de la méthode

La dendrogéomorphologie repose sur le concept de *Processus/Événement/Réponse* défini par Shroder (1980) qui, suite aux applications et aux développements récents (présentés dans cet article), peut être décliné en *Événement-Changement/Impact/Réponse* (fig.1).

L'*Événement-Changement* regroupe les processus géomorphologiques (lave torrentielle, chute de pierre, avalanche, glissement de terrain, crue, tempête), et les changements naturels et/ou anthropiques du milieu suffisamment rapides et irréversibles à l'échelle de quelques années (érosion, sédimentation, intervention humaine, mise en eau, etc). L'*Impact* correspond aux perturbations subies par l'arbre au moment où le processus ou le changement l'affecte. Il peut induire des dommages mécaniques directs (basculement, chute, torsion, abrasion, étêtage) et/ou une perturbation physique du milieu (sédimentation du tronc, asphyxie ou exposition des racines, ouverture du milieu, etc). Le

stress (mais aussi parfois l'amélioration des conditions de croissance) entraîne, à partir d'un certain seuil, une *Réponse* de l'arbre. Lorsque le stress est trop violent, il occasionne la mort de l'arbre. En cas de survie, les réponses peuvent concerner la croissance radiale de l'arbre (cerne ou série de cernes anormalement étroits ou larges), sa morphologie (cicatrice, reprise de croissance apicale, changement d'axe, courbure, racine adventive) ou son anatomie (formation de bois de réaction, de rangées tangentielles de canaux résinifères traumatiques, modifications de la structure cellulaire).

L'identification de ces dommages et leur datation à partir des cernes permettent, de reconstituer (fig. 1) :

- **la chronologie** des événements ou des changements avec une précision annuelle (grâce aux cernes) à mensuelle (grâce à l'étude de la position de marqueurs anatomiques à l'intérieur du cerne). Pour valider les résultats, les données peuvent être comparées aux archives historiques et aux données météorologiques (Stoffel *et al.*, 2005c, 2008 ; Corona *et al.*, 2010).

- **l'intensité** ; le processus doit en effet dépasser un certain seuil pour entraîner un stress et une réponse ;

- **l'emprise** délimitée en fonction de la répartition des arbres qui présentent une réponse ;

- **le type de processus** déterminé grâce à la position de marqueurs anatomiques dans le cerne; par ce biais, les processus d'origine torrentielle, qui se produisent plutôt pendant la période végétative, ont, par exemple, pu être différenciés des processus avalancheux qui ont lieu pendant la période de dormance (Szymczak *et al.*, 2010).

Typologie des réponses

Les réponses des arbres qui font l'objet de l'analyse dendrogéomorphologique sont les suivantes ; leur type et leur intensité, voire leur cumul, dépendent fortement de la nature de l'événement, lequel peut se produire sous la forme d'un processus continu ou soudain.

- **Colonisation ou recolonisation des surfaces** (fig. 2a) : les processus géomorphologiques peuvent entraîner la création de nouvelles formes (terrasses, moraines, cônes, etc), et une morphogenèse active ou des processus de forte intensité peuvent éliminer complètement un peuplement forestier. L'année de germination des nouvelles pousses sur la surface dénudée peut être utilisée pour dater un événement dévastateur ou la formation de paléofomes (Heikkinen, 1994 ; Astrade *et al.*, sous presse). Cette méthode doit cependant intégrer un délai d'écèse qui correspond à la période comprise entre la stabilisation de la forme ou le déboisement et la germination du premier arbre. Ce délai varie en fonction de la nature du sol, des conditions climatiques ainsi que de la disponibilité de semis (Sigafos et Hendricks, 1969 ; McCarthy et Luckman, 1993 ; Bollschweiler *et al.*, 2008).

- **Cerne(s) large(s) ou étroit(s), et mort de l'arbre** (fig. 2b) : quand un événement occasionne la disparition d'un ou plusieurs arbres, l'ouverture du milieu entraîne une augmentation de la largeur des cernes des arbres voisins non perturbés (disparition de la concurrence, accès à la lumière, à l'eau, etc). A l'inverse, en cas de stress, l'arbre peut réagir par une diminution sensible de croissance (cerne ou succession de cernes étroits, réversible ou pas), pouvant conduire jusqu'à la mort de l'arbre. Par exemple, le déchaussement des racines, en perturbant l'apport en nutriments, peut provoquer une réduction de la croissance radiale aussi bien dans le tronc (LaMarche, 1968 ; McAuliffe *et al.*, 2006) que dans les racines exposées (Osterkamp *et al.*, 1986). L'impact des inondations ou des modifications durables des niveaux des plans d'eau peuvent également être traité en termes de croissance (Sigafos, 1964 ; Stockton et Fritts, 1973 ;

Stockton et Boggess, 1980 ; Smelko et Scheer, 2000). La saturation en eau du sol riverain peut retarder la levée de dormance au printemps ou ralentir la croissance une fois qu'elle a démarré (Astrade et Bégin, 1997).

- **Modifications de la structure cellulaire** (fig. 2c) : le stress peut également induire des modifications anatomiques dans un ou dans une série de cerne. La mise à l'air brutale des racines (debris flows, glissement de terrain) peut entraîner une diminution de 60% de la taille du lumen des trachéides du bois initial l'année du déchaussement (Gartner, 2007 ; Hitz *et al.*, 2008a, b). Dans le cas de processus d'érosion continu, Corona *et al.*, (2011a,b) démontrent que la modification est graduelle et s'opère quelques centimètres en-dessous de la surface. Cette réponse est interprétée comme une adaptation aux modifications des conditions microclimatiques. Le synchronisme des réactions des arbres aux inondations peut s'exprimer aussi par des contrastes dans la taille et la répartition des vaisseaux (Yanoski, 1983 ; Astrade et Bégin, 1997).

- **Reprise de croissance apicale** (fig. 2d) : les chutes de pierres, l'écoulement d'eau, les laves torrentielles ou le souffle d'une avalanche peuvent causer un étêtement de l'arbre ou la cassure de branches (plus fréquents parmi les grands arbres dont les tiges ont perdu de leur souplesse). En réponse, une ou plusieurs branches latérales vont prédominer et ainsi remplacer la couronne brisée, déterminant ainsi une morphologie de croissance en candélabre (Butler et Malanson, 1985 ; Dorren et Berger, 2006). Ceci est également observée pour des impacts de chutes de pierres proches de la surface du sol ; dans ce cas particulier, c'est la propagation sinusoïdale des ondes de choc dans le tronc provoque la décapitation de l'arbre. Dans la plupart des cas, la perte d'apex induit aussi une baisse significative de la croissance durant plusieurs années.

- **Formation de tissu calleux et cicatrice** (fig. 2e) : les blessures résultant d'un impact mécanique peuvent être observées sur le tronc de l'arbre ainsi que sur ses branches ou ses racines. Si l'énergie de l'impact est suffisante pour détruire localement le cambium, la croissance de l'arbre sera perturbée dans le segment blessé. Afin de minimiser les risques de cassure, de pourriture et d'attaques d'insectes dans l'ouverture créée par l'impact, l'arbre produit presque immédiatement du tissu calleux sur les bords de la blessure si l'événement se produit durant la période de végétation de l'arbre. En cas de blessure durant la période de dormance, du tissu calleux sera formé dès la reprise de l'activité cambiale de l'arbre. Les cellules formées par le cambium vont recouvrir progressivement la blessure à partir de ses bords et après plusieurs années la refermer complètement.

- **Racines adventives** (fig. 2f) : les laves torrentielles, les inondations ou les glissements de terrain peuvent enfouir des arbres en déposant des matériaux autour de la base de leur tronc. Un enfouissement modéré perturbe l'apport d'eau et de nutriments et cause une réduction de la croissance de l'arbre (LaMarche, 1966 ; Friedman *et al.*, 2005). Les arbres, en particulier ceux qui possèdent un système racinaire fasciculé, produisent dans la partie supérieure du dépôt des racines adventives disposées en strates (Bannan, 1941). Lorsque l'enfouissement dépasse un certain seuil, il peut être létal. Selon Strunk (1997), un épicéa adulte réagit immédiatement à l'ensevelissement par la mise en place de racines adventives et dépérit lorsque le dépôt atteint 1,6 à 1,8 m en raison de contraintes physiologiques trop fortes.

- **Bois de réaction** (fig. 2g) : la pression induite par le dépôt de matériaux ou la déstabilisation d'un arbre par un glissement de terrain ou l'érosion peuvent conduire à l'inclinaison du tronc. Le phototropisme entraîne alors une réorientation de la tige qui se traduit, d'un point de vue morphologique, par un tronc courbé (Mattheck, 1993). En cas d'événements successifs, la tige peut présenter une succession de coudes. La courbure du tronc est assurée par la formation de bois de réaction. Cette morphologie est associée à un

patron de croissance excentrique provoqué par la formation de bois de réaction. Chez les conifères, la formation de bois de compression est liée à une division cambiale accélérée sur la face inférieure de l'axe incliné, opposé à la contrainte (Schweingruber, 1996). La croissance reste en revanche normale sur la face supérieure. Le bois de compression est caractérisé par une lignification plus importante destinée à assurer la stabilité mécanique de l'arbre. Il est facilement identifiable en raison de sa couleur foncée, jaune ou brun rouge, liée à des trachéides arrondies, denses, à parois épaisses (Timell, 1986). Les feuillus réagissent par la formation de bois de tension (Westing, 1965 ; Stefanini, 2004) et l'excentricité apparaît, au contraire, sur le côté amont du tronc. Dans les deux cas la réaction sera la plus marquée dans le segment de l'arbre où le centre de gravité a été déplacé lors de l'inclinaison du tronc. La croissance excentrique et/ou le changement anatomique sont bien visibles dans les séquences de cernes, ce qui permet une datation précise de l'événement (Lopez saez *et al.*, 2010a).

- **Rangées tangentielles de canaux résinifères traumatiques (TRD)** (fig. 2h) : certaines espèces de conifères (*Larix decidua*, *Picea abies*, *Abies alba*) produisent des rangées tangentielles de canaux résinifères traumatiques dans le xylème suite à des dégâts du cambium lié à un impact (Bollschweiler *et al.*, 2008a ; Stoffel 2008 ; Stoffel et Hitz, 2008 ; Schneuwly *et al.*, 2009a, b ; Corona *et al.*, 2010). Si la blessure survient durant la période de végétation, la production de résine commencera seulement quelques jours après l'événement et les canaux résinifères seront formés en moins de trois semaines (Luchi *et al.*, 2005). La position intra-saisonnière des TRD peut ainsi être utilisée pour la reconstitution d'événements passés avec une précision mensuelle (Stoffel et Hitz, 2008). Toutefois, en s'éloignant axialement comme tangentiellement de la blessure, les TRD ont tendance à migrer vers des portions plus tardives du cerne (Bollschweiler *et al.*, 2008 ; Schneuwly *et al.*, 2009). Plusieurs auteurs (Larocque *et al.*, 2001 ; Stoffel *et al.*, 2006b ; Casteller *et al.*, 2007) ont par ailleurs démontré que la position de ces canaux à l'intérieur du cerne diagnostic varie selon le processus considéré. Ils ont ainsi utilisé cet indicateur afin de distinguer les perturbations liées aux avalanches de celles liées à des chutes de blocs (Stoffel *et al.*, 2006b ; Szymczak *et al.*, 2010) ou à des débris flows (Stoffel et Hitz, 2008).

Approche de terrain, méthodes d'échantillonnage et analyse des échantillons

Approche de terrain : questions de géomorphologie !

L'identification des processus géomorphologiques sur le site d'étude commence par la réalisation d'une carte géomorphologique détaillée, qui repose classiquement sur l'examen de cartes topographiques et géologiques et de photographies aériennes, et dont l'échelle peut varier selon le type d'analyse et le phénomène à étudier. Cette cartographie géomorphologique sert de base pour l'échantillonnage, pour lequel les relevés GPS, théodolites et Lidar ont permis d'accroître la précision (Corona *et al.*, 2010 ; Lopez Saez *et al.*, 2011a, b ; Lopez *et al.*, soumis (a) ; Kogelnig-Mayer *et al.*, soumis). En plus des formes d'érosion et de sédimentation, la cartographie peut inclure des éléments complémentaires tels que la taille des blocs déposés ou la nature et la densité de la couverture végétale qui peuvent servir d'indicateurs qualitatifs pour les résultats d'analyses dendrochronologiques (Stoffel *et al.*, 2008a). En complément indispensable, les données issues de l'analyse des réponses des arbres sont croisées avec les archives documentaires (rapports techniques, textes, articles de presse, cartes anciennes, photos obliques et aériennes anciennes) qui peuvent fournir des données sur la date, la localisation et le contexte d'événements passés (Corona *et al.*, 2010 ; Bollschweiler *et al.*, sous presse).

Conception de l'échantillonnage : quels arbres choisir ?

Le choix des arbres est basé sur un examen externe de la surface du tronc (signes de perturbation) et sur la position (par rapport à la zone d'influence du processus étudié). Plusieurs informations relatives à l'arbre sélectionné doivent être notées (Stoffel *et al.*, 2005a) : (1) position de l'arbre par rapport à la forme géomorphologique et à ses caractéristiques ; (2) description et croquis des perturbations visibles de la morphologie de l'arbre (cicatrices, inclinaison du tronc, enfouissement partiel du tronc, étêtement, destruction des racines, érosion) ; (3) localisation des échantillons réalisés sur le tronc ; (4) mesure du diamètre de l'arbre à hauteur de poitrine ; (5) données sur les arbres voisins. Une photographie de chaque arbre se révèle être utile pour une meilleure compréhension et interprétation des réactions en laboratoire. L'analyse des cernes est idéalement réalisée sur des sections du tronc. Mais, s'il est aisé de prélever une "rondelle" sur des arbres morts ou sur des souches après une coupe de bois effectuée par bûcheronnage (Stoffel et Perret, 2006), une étude géomorphologique passe très rarement par l'abattage de l'arbre. Les prélèvements sont le plus souvent réalisés sous forme de carottes (sections) extraites à l'aide d'une tarière de Pressler (Grissino-Mayer, 2003).

La nature du défaut de croissance visible observé dans la morphologie de l'arbre influence la localisation – hauteur et direction – de prélèvement ainsi que le nombre minimum d'échantillons à prendre pour chaque arbre. Pour les arbres avec une cicatrice, les datations des événements sont plus aisées sur une section complète du tronc, à l'emplacement où la blessure est la plus grande. Mais deux carottes extraites du côté opposé à la blessure et dans l'excroissance calleuse peuvent suffire. Toutefois, les échantillons prélevés trop près du bord de l'excroissance auront des années manquantes dans la série, les blessures étant fermées à partir de leur bord, et, à l'inverse, les échantillons prélevés trop loin du tissu calleux risquent de ne montrer aucun signe de l'événement perturbateur et ne permettront donc pas sa datation (Stoffel et Bollschweiler, 2008).

Un arbre incliné est analysé avec au moins deux carottes prises perpendiculairement au niveau de la zone de courbure maximale du tronc. Un arbre dont le tronc est enfoui à la base est analysé par deux carottes prises dans deux directions opposées (idéalement en amont et en aval de la pente). Il est mieux d'échantillonner ces arbres le plus près possible du sol (env. 20-40 cm) pour acquérir un maximum de cernes de croissance et obtenir ainsi un maximum d'informations. Les arbres étêtés et survivants (rejets) sont échantillonnés à des hauteurs similaires en dessous du niveau de décapitation (Stoffel et Bollschweiler, 2009a).

L'analyse des racines déchaussées est normalement basée sur des sections, car elles montrent généralement des cernes manquants ou incomplets. Le repérage de la position des échantillons par rapport à la surface du sol ou les parties non érodées de la racine est essentiel pour la compréhension et l'interprétation des processus d'érosion et la quantification des taux de dénudation (LaMarche, 1968 ; Bodoque *et al.*, 2006 ; Corona *et al.*, 2011a,b ; Lopez Saez *et al.*, 2011b).

En plus de l'échantillonnage des arbres perturbés, il est nécessaire de sélectionner dans une forêt voisine du site d'étude des arbres de référence non perturbés. Les arbres sélectionnés sont les plus vieux (pour maximiser l'âge des arbres échantillonnés et la longueur de la chronologie de cernes de croissance) et ne doivent pas présenter de signe clair de blessure ou de maladie (pour minimiser les influences non climatiques sur la croissance de l'arbre). Deux carottes sont extraites par arbre, au contraire des arbres perturbés, perpendiculairement à la pente et à hauteur de poitrine (env. 130 cm). En général, il est nécessaire d'échantillonner une trentaine d'arbres de référence par espèce

afin de minimiser l'influence potentielle des processus géomorphologiques et les perturbations de croissance cachées.

Enfin, pour la datation des surfaces dénudées ou des paléoformes par la végétation en place, plusieurs corrections doivent être apportées aux dates obtenues sur les plus vieux échantillons : (1) correction de l'âge pour tenir compte de la hauteur de prélèvement (McCarthy *et al.*, 1991), (2) estimation du nombre de cernes manquant si la moëlle n'est pas présente sur la carotte, manuellement (Bosch and Gutiérrez, 1999 ; Gutsell et Johnson, 2002) ou automatiquement (Paradis-Gernouillet *et al.*, 2010), et (3) prise en compte de l'écèse (Pierson, 2007).

Approche en laboratoire : préparation des échantillons et analyse

En laboratoire, les échantillons sont analysés et les données traitées suivant les procédures standards en dendrochronologie décrites dans Stokes et Smiley (1968) ou Bräker (2002). Les étapes incluent la préparation de la surface, le décompte des cernes de croissance, le skeleton plot (Schweingruber *et al.*, 1990) et la mesure de la largeur des cernes à l'aide d'un binoculaire fixé à une table de mesure digitale mobile, reliée à un programme informatique d'analyse de séries temporelles.

Dans un premier temps, une chronologie de référence est construite à partir des carottes prélevées sur les arbres non perturbés. Les largeurs de cernes des carottes sont mesurées, chaque série est indexée et standardisée afin d'enlever les tendances de l'âge et les effets de la dynamique du site (Cook et Kairiukstis, 1990 ; Vaganov *et al.*, 2006). Afin de garantir une représentativité adéquate de série de référence, celle-ci est limitée aux années où la profondeur d'échantillonnage (nombre d'échantillon participant pour chaque année à la construction de la chronologie) comprend au minimum cinq arbres (Wigley *et al.*, 1984).

Les largeurs de cernes des arbres perturbés sont mesurées et les séries sont alors comparées graphiquement et statistiquement avec la chronologie de référence. La comparaison graphique peut inclure une superposition des tracés de courbes de la croissance moyenne dérivée des échantillons perturbés avec la chronologie de référence, tandis que les procédures statistiques comprennent l'analyse des parallélismes (W statistics; Eckstein et Bauch, 1969 ; Schweingruber, 1983) et des indices d'interdatation (e.g. Rinn, 1989). Ces comparaisons statistiques sont réalisées à l'aide de programmes informatiques spécifiques tels que Arstan (Cook et Holmes, 1984), TSAP (Rinntech, 2007) ou WinDendro (Guay *et al.*, 1992 ; WinDendro, 2005). La précision de l'interdatation entre les séries de largeurs de cernes de chacun des arbres perturbés et la chronologie de référence peut être évaluée avec le programme informatique Cofecha (Holmes, 1983 ; Grissino-Mayer, 2001). La comparaison des arbres perturbés avec les arbres de référence sert à dissocier les fluctuations de croissance dues à des attaques d'insectes ou au climat des perturbations de croissance causées par des processus géomorphologiques. Des détails complémentaires sur la réalisation de chronologies de référence et sur les approches statistiques utilisées en dendrochronologie peuvent être trouvés dans Fritts (1976), Cook (1987), Cook et Kairiukstis (1990), Vaganov *et al.* (2006) ou Lambert (2010).

Après avoir contrôlé toutes les séries de cernes et ajouté les cernes manquants, les courbes de croissance sont analysées visuellement pour identifier les réactions de l'arbre aux processus géomorphologiques, comme par exemple le début d'une chute ou d'une hausse abrupte de croissance (McAuliffe *et al.*, 2006). Dans le cas d'arbres inclinés, la courbe de croissance est analysée pour dater approximativement le moment de l'inclinaison (Braam *et al.*, 1987 ; Fantucci et Sorriso-Valvo, 1999), puis l'apparence des cellules est examinée (structures des cellules de bois de réaction) pour identifier l'année

du début de production de bois de réaction. Les tissus calleux recouvrant les cicatrices ou la présence de rangées tangentielles de canaux résinifères traumatiques (TRD) formés suite à des dégâts du cambium sont également identifiés par un examen visuel (e.g., Stoffel *et al.*, 2005b ; Perret *et al.*, 2006 ; Bollschweiler *et al.*, 2008a). Il faut noter que la première décade de la croissance juvénile n'est jamais incluse dans l'analyse, car les petits arbres sont plus sensibles à la pression de la neige, l'effilochage ou le frottement par les animaux, et produisent en général plus de bois de réaction ou de canaux résinifères par unité de surface. Toutes les réactions observées dans les échantillons sont notées afin d'identifier les événements. Une exception est faite pour les processus impliquant des volumes limités (par exemple dans le cas de simples blocs issus de chutes de pierres; Stoffel *et al.*, 2005a, b ; Schnewly et Stoffel, 2008a, b), une perturbation de croissance identifiée sur un seul arbre ne peut en effet pas être considérée comme un événement.

Dynamiques des processus : chroniques, fréquences, emprises et évolutions

Torrents et laves torrentielles (fig. 3)

L'histoire des laves torrentielles a été largement étudiée dans les Alpes depuis quelques décennies (Bollschweiler et Stoffel, 2010a ; Stoffel et Wilford, *sous presse*). Après les études pionnières de Hupp *et al.* (1987) réalisées sur les pentes du Mont Shasta (Californie), la dendrogéomorphologie a été utilisée par Strunk (1989, 1991, 1997) pour reconstituer l'activité de laves torrentielles dans les Dolomites (Italie) via l'analyse de la date de germination des racines adventives de troncs enfouis. Des travaux réalisés dans les Alpes valaisannes (Suisse) démontrent le potentiel considérable de la dendrogéomorphologie dans l'analyse de processus torrentiel en milieu de montagne. Le travail réalisé par exemple sur 1100 conifères poussant sur le cône torrentiel du Ritigraben a permis d'élargir la fréquence connue des événements de 10 à 124 laves torrentielles et de prolonger la série jusqu'en 1570 (Stoffel et Beniston, 2006).

Outre la datation des événements et l'estimation de leurs intensités (Stoffel, 2010), il a été possible de lier les processus dans la niche d'arrachement du système torrentiel, située dans un milieu de pergélisol, avec la fréquence reconstituée sur le cône (Lugon et Stoffel, 2010). Comme la datation des événements de laves torrentielles s'est basé sur la position intra-annuelle des cicatrices et des TRD, l'occurrence des laves a pu être déterminé avec une résolution mensuelle (Stoffel *et al.*, 2008a) ainsi que les pluies qui les ont déclenchées (Stoffel *et al.*, *sous presse*). Contrairement aux prédictions, il semblerait que les changements climatiques du passé récent et futurs ne causeraient pas un accroissement de la fréquence des laves torrentielles, mais une augmentation de leur intensité (Lugon et Stoffel, 2010 ; Stoffel, 2010). Les résultats obtenus dans d'autres torrents en Valais (Bollschweiler *et al.*, 2008b ; Bollschweiler et Stoffel, 2007, 2010b ; Stoffel *et al.*, 2010b) et dans les Alpes françaises (Jomelli *et al.*, 2009) confirment les observations du Ritigraben.

Plusieurs études se sont focalisées sur la répartition spatiale des laves torrentielles. Sur la base de cartes géomorphologiques détaillées et de réseaux denses d'échantillonnage, Bollschweiler *et al.* (2007), Stoffel *et al.*, (2008b) et Arbella *et al.*, (2010a, b) ont retracé les passages de laves torrentielles et ont attribué à plus de 200 dépôts (86% des lobes identifiés sur le cône) à des événements particuliers. Dans l'étude de Bollschweiler *et al.* (2008b), les résultats de la datation directe des laves torrentielles ont été croisé avec l'âge des plus anciens arbres colonisant les chenaux après l'abandon de ces derniers pour retracer la chronologie des dépôts et la période d'inactivité dans des chenaux abandonnés. Dans le Massif de la Chartreuse, Lopez-Saez *et al.* (2011a) ont couplé des données LiDAR avec des résultats issus d'une étude dendrogéomorphologique

pour reconstituer les événements d'avulsions et l'atteinte de laves torrentielles du Manival.

En outre, des reconstitutions régionales prenant en compte l'activité dans des vallées entières ont été réalisées dans les régions de Valteline (Italie; Pelfini et Santilli, 2008), Zermatt (Suisse; Bollschweiler et Stoffel, 2010c) et Vorarlberg (Autriche; Procter *et al.*, *soumis*) pour mieux comprendre le caractère régional de l'activité de laves torrentielles et pour mieux comprendre le rôle des sources sédimentaires et de la météorologie (Bollschweiler et Stoffel, *soumis*) dans le déclenchement ainsi que dans la fréquence et la taille des laves torrentielles.

Des torrents produisant des charriages hyperconcentrés ont également fait l'objet de recherches. Bollschweiler *et al.* (2007), par exemple, se sont servi de la nature et de la répartition spatiale des perturbations de croissance pour distinguer les charriages hyperconcentrés des laves torrentielles sur un cône affectés par les deux types d'écoulement. Dans les Alpes autrichiennes, Mayer *et al.* (2010) ont présenté une fréquence de charriage hyperconcentré couvrant les 200 dernières années et ont démontré que la reconstitution de ce type de processus est possible, même si les matériaux charriés sont d'un petit diamètre et les dépôts sur le cône seulement de l'ordre décimétrique.

Chutes de pierres (fig. 4)

Malgré le potentiel des méthodes dendrogéomorphologiques, l'activité de chutes de pierres n'a été que rarement étudiée par l'analyse de séquences de cernes (Stoffel, 2006). Les premières études d'interaction entre arbres et chutes de pierres se sont concentrées sur l'identification et la datation de grandes avalanches rocheuses (Moore et Mathews, 1978 ; Butler *et al.*, 1986) plutôt que sur la reconstitution des chutes de pierres proprement dites. Lafortune *et al.* (1997) ont été les premiers à s'intéresser aux événements de chutes de pierres, mais dans le but de reconstituer les taux de sédimentation et la dynamique de la lisière forestière en zone d'épandage. Les premiers travaux visant la fréquence, la magnitude, la répartition spatiale ainsi que la saisonnalité des chutes de pierres ont été réalisées par Stoffel *et al.* (2005a, b) dans la vallée de Zermatt (Alpes suisses). Leurs études ont démontré des fluctuations importantes dans la fréquence des chutes de pierres depuis AD 1600 et l'apparition d'événements de plus grande intensité durant des périodes à été plus chauds (1720, 2003). La datation intra-annuelle des événements démontre une très nette prédominance des chutes de pierres durant la période de gel-dégel au printemps et une activité beaucoup moins importante durant l'été. Même si les mélèzes couvrant la zone d'épandage sont blessés avec un temps de retour quasi décennal, la forêt qu'ils constituent offre une protection efficace pour le village et la route situés au pied du versant. Depuis ces études pionnières, les méthodes ont été appliquées à d'autres sites suisses et andorrans par Perret *et al.* (2006), Schnewly et Stoffel (2008a, b) et Moya *et al.* (2010), constituant ainsi une base fiable pour l'analyse des aléas et risques de chutes de pierres et une évaluation de la qualité des modèles qui cherchent à répliquer les trajectoires des éléments (Stoffel *et al.*, 2006b). Trappmann *et al.* (*soumis*), dans le but de quantifier les hauteurs de rebonds et le nombre de passages de chutes de pierre par unité spatiale, ont utilisé des anomalies de croissance dans des séries de cernes (cicatrices et TRD) d'épicéas pour reconstituer l'activité et les temps de retour de chutes de pierres dans une forêt localisée en dessus de la ligne de chemin de fer internationale à l'ouest d'Innsbruck (Autriche). En complément de l'approche dendrogéomorphologique classique, les auteurs ont compté les blessures visibles sur le tronc et l'âge d'une population de hêtres sur le même versant. Une comparaison des résultats montre que les chutes de pierres laissent plus facilement des dommages sur les troncs des hêtres que sur ceux des épicéas et que les temps de retour sont ainsi différents.

Il est proposé que le surplus de blessures enregistrés dans les hêtres représente l'activité de petites chutes de pierres de basse énergie qui arrivent à endommager l'écorce très fine des hêtres mais qui ne causent, en même temps, pas de dégâts aux épicéas à écorce plus épaisse.

Glissements de terrain (fig. 5)

Contrairement à d'autres processus observés de manière systématique, le recensement des phases d'activités des glissements de terrain s'avère souvent très lacunaire. Par ailleurs, la datation de ces instabilités est incomplète avec les méthodes traditionnelles (Thiery *et al.*, 2007). La dendrogéomorphologie offre alors un complément particulièrement intéressant. Toutefois, tous les glissements de terrain ne peuvent pas être pas étudiés ; l'utilisation de la méthode est conditionnée par la profondeur, l'intensité et la présence d'un couvert forestier. Seuls les glissements superficiels (< 6 m), non catastrophiques et d'intensité faible à modérée, qui vont endommager la tige et le système racinaire sans détruire l'arbre, peuvent faire l'objet d'une étude dendrogéomorphologique. Par exemple, dans la vallée de l'Ubaye (Alpes-de-Haute-Provence), les glissements superficiels discontinus du PraBelon (Lopez Saez *et al.*, soumis b), des Aiguettes (Braam *et al.*, 1987) et du Bois Noir (Lopez Saez *et al.*, 2010a) ont fait l'objet de reconstitutions dendrogéomorphologiques alors que les glissements de terrain-coulées profonds continus de La Valette, Poche ou Super-Sauze, ne s'y prêtent pas.

Les contraintes qui s'exercent sur les arbres et les réponses qu'elles provoquent peuvent être efficacement étudiées. Les variations soudaines d'excentricités ont ainsi été interprétés comme des marqueurs d'instabilité (Astrade *et al.*, 1998). L'utilisation de cette méthode suppose cependant la détermination d'un seuil de variation d'excentricité rarement précisé. Le plus souvent, la résolution de la reconstitution est pluri-annuelle et des phases de déclenchement sont proposées (Braam *et al.*, 1987). Plus récemment, les travaux de Stefanini (2004) sur le feuillus et de Lopez Saez *et al.* (soumis a,b) sur les conifères utilisent le bois de réaction comme début de l'occurrence d'un événement. Cette lecture permet d'obtenir une résolution annuelle. Couplée à des observations anatomiques qui permettent de localiser la position du bois de réaction à l'intérieur du cerne, elle permet d'obtenir une résolution saisonnière de la datation. Par ailleurs, l'analyse de la réorientation de l'arbre et de la localisation du bois de réaction dans le tronc par rapport à la pente générale du versant permet de préciser la nature, la profondeur et la direction du glissement. L'âge du peuplement est également un indicateur puisqu'il peut coïncider avec le dernier épisode catastrophique d'un glissement de terrain (Carrara, 2003).

L'utilisation des cernes perturbés a été développée aux Etats-Unis (Shroder, 1978 ; Reeder, 1979 ; Jensen, 1983 ; Hupp, 1987 ; Osterkamp et Hupp, 1986 ; Williams *et al.* 1992 ; Carrara et O'Neill, 2003 ; Wieczorek *et al.*, 2006), au Canada (Clague et Souther, 1982) et au Japon (Kashiwaya *et al.*, 1989). En Europe, la dendrogéomorphologie a permis la reconstitution de la fréquence et de l'extension de glissements de terrain dans les Alpes françaises (Braam *et al.*, 1987 ; Astrade *et al.*, 1998 ; Lopez Saez *et al.*, 2010a) et italiennes (Fantucci et McCord, 1995 ; Fantucci et Sorriso-Valvo, 1999 ; Santili et Pelfini, 2002 ; Stefanini, 2004), dans les Pyrénées espagnoles (Corominas et Moya, 1999). Les résultats portent sur des séries allant de quelques décennies à plusieurs siècles (Carrara, 2003).

Les reconstitutions réalisées à partir des études dendrogéomorphologiques mettent principalement en évidence les rôles significatifs de l'activité sismique et du cumul de précipitation comme facteurs favorables aux déclenchements de glissements de terrain. Fantucci et Sorriso-Valvo (1999) montrent que 80% des anomalies de croissance datées

coïncident avec des tremblements de terre répertoriés dans la région de Calabre (Italie). Les précipitations sont également un facteur majeur favorable aux instabilités de versants. Dans le Sud de la France, Astrade *et al.* (1998) expliquent le rôle des facteurs climatiques dans le déclenchement des mouvements. D'une façon générale, Les périodes d'instabilités sont précédées de plusieurs épisodes pluvieux au cours de l'été et d'une intersaison automne-hiver particulièrement fournie. Lopez Saez *et al.* (soumis, a), montrent la concordance entre les phases de déclenchement d'un glissement dans la vallée de l'Ubaye (Alpes-de-Hautes-Provence) avec les précipitations abondantes (supérieur à 150 mm/mois) des mois d'été et Automne-Hiver.

Avalanches

L'approche dendrogéomorphologique a surtout été utilisée pour reconstruire des chroniques d'avalanches. Les travaux pionniers ont été réalisés dans les Montagnes Rocheuses (Potter, 1969 ; Smith, 1973 ; Mears, 1975 ; Ives *et al.*, 1976 ; Butler, 1979 ; Carrara et Carroll, 1979 ; Cushman, 1981 ; Patten et Knight, 1994 ; Rayback., 1998) et au Canada (Schaerer, 1972 ; Niemann, 1982 ; Johnson *et al.*, 1985 ; Morin et Payette, 1986 ; Sandford, 1992 ; Larocque *et al.*, 2001 ; Boucher *et al.*, 2003 ; Dubé *et al.*, 2004 ; Germain *et al.*, 2009). Dans les Pyrénées (Molina *et al.*, 2004 ; Muntan *et al.*, 2004, 2009) et dans les Alpes (Comunello *et al.*, 2001 ; Bezzi *et al.*, 2003 ; Stoffel *et al.*, 2006a, 2008c ; Casteller *et al.*, 2007 ; Stoffel et Hitz, 2008 ; Corona *et al.*, 2010) les reconstructions sont plus récentes.

Le matériel transporté par les avalanches de fonte ou le souffle de l'avalanche en aérosol sont à l'origine de nombreuses cicatrices d'impact ou de corrasion, ou provoquent, lorsque la pression d'impact de l'avalanche est supérieure à la force de rupture de la tige (Johnson, 1987 ; Bebi *et al.*, 2009) des cassures et des reprises de croissance au niveau de la tige, à l'origine de diminutions de croissance marquées pendant plusieurs années. Les forces de rupture varient selon le diamètre de la tige et sont comprises entre 5 et 50 KN/m² (Margreth, 2008). Elles peuvent être provoquées par de petites avalanches, d'une longueur de l'ordre de 50 m et d'un volume de 1000 m³ (Bebi *et al.*, 2009). Si la force de tension des racines est inférieure à la pression d'impact, l'arbre peut être déraciné (Johnson, 1987) ; l'année d'arrêt de la croissance précède alors celle de l'impact. Lorsque la tige a une flexibilité suffisante pour résister à la pression causée par l'avalanche, elle peut simplement être courbée, entraînant là aussi la production de bois de réaction. Chez les conifères alpins (*Picea abies*, *Larix decidua*, *Pinus cembra*), la courbure se produit surtout pour des diamètres compris entre 15 et 20 cm (Schönenberger, 1978).

Afin d'éviter une détermination erronée des années avalancheuses, les perturbations de croissance sont généralement classées en fonction de leur potentiel pour la reconstitution (Frazer, 1985 ; Pederson *et al.*, 2006 ; Reardon *et al.* 2008). Une fréquence minimale de perturbations annuelles a également être fixée pour qu'une année soit considérée comme avalancheuse. Les seuils utilisés varient ainsi de 10% (Dubé *et al.*, 2004 ; Germain *et al.*, 2005 ; Pederson *et al.*, 2006 ; Reardon *et al.*, 2008 ; Corona *et al.*, 2010) à 40% des arbres échantillonnés (Butler et Malanson, 1985 ; Butler *et al.*, 1987 ; Bryant *et al.*, 1989). Stoffel *et al.* (2006a) suggèrent qu'une seule perturbation intense permet de dater un événement avant 1850 en raison de la rareté des arbres. L'étude comparative de Butler et Sawyer (2008) ne permet pas de choisir une valeur optimale mais démontre que l'abaissement des seuils doit nécessairement s'accompagner d'une augmentation du nombre d'échantillons et d'une amélioration de la qualité des chroniques historiques.

La comparaison des chroniques reconstituées combinées aux données historiques disponibles et des séries météorologiques a également permis de déterminer les paramètres nivo-météorologiques favorables au déclenchement des avalanches. En Amérique du Nord, le plus souvent, des cumuls neigeux supérieurs à la moyenne expliquent l'occurrence d'événements de forte intensité (Hebertson *et al.*, 2003 ; Reardon *et al.*, 2004). Ces cumuls de précipitations ont pu être corrélés à des anomalies négatives de l'Oscillation décennale du Pacifique (PDO) et de l'oscillation australe El Niño (ENSO). Au Québec, toutes les années de grosses avalanches depuis 1939 ont enregistré des précipitations totales de neige supérieures à la moyenne (Germain *et al.*, 2009). Les déclenchements sont également favorisés par une fréquence élevée des tempêtes de neige, par l'occurrence d'épisodes pluvieux au cours de l'hiver, par des séquences de pluies verglaçantes associées à des vents violents et par des débuts d'hiver froids et peu enneigés. Dans la vallée de la Romanche, au cours de la période 1961-2005, la probabilité de déclenchement d'une avalanche est significativement corrélée aux précipitations de décembre et janvier et à des températures inférieures à la moyenne en début d'hiver. Cette probabilité est de l'ordre de 4% pour un cumul de 50 cm, 54% pour 150 cm et atteint 86% pour 200 cm (Corona *et al.*, 2010).

Dynamiques fluviales

L'application de la dendrogéomorphologie à l'étude des systèmes fluviaux et lacustres permet l'étude à haute résolution des événements extrêmes et des évolutions hydromorphologiques à moyen et long termes (Astrade et Bégin 2003 ; Astrade, 2010). Les arbres, par leurs réponses, permettent la reconstitution chronologique et spatiale des événements ou des changements, d'origine climatique ou anthropique. L'approche peut se faire à plusieurs niveaux : celui des berges, en terme d'hydrologie (crue, changement de régimes, mise en eau) et de morphologie (érosion, sédimentation), celui des plaines (datation paléoenvironnementale, réponses fluviales) et celui du bassin versant (couplage versant/lit).

Les premiers travaux ont exploité les réactions des arbres riverains aux processus liés à la puissance de l'écoulement et aux fluctuations du plan d'eau. Le courant, les vagues, les élévations ou abaissement durables des lignes d'eau entraînent l'érosion ou l'enfouissement du substrat forestier et, à l'extrême, le décapage des surfaces. L'évolution de la rive est le résultat du cumul d'événements dont l'influence peut être retracée aux plans spatial et temporel à l'aide des arbres affectés. Lamarche (1966) a ainsi quantifié la mise à nu des systèmes racinaires par érosion latérale. Plusieurs travaux réalisés au Québec ont fortement développé l'approche par l'étude de l'érosion riveraine liées aux poussées glacielles (Payette, 1980 ; Bégin et Payette, 1988) et aux crues majeures (Bégin et Lavoie, 1988 ; Bégin, 1990 ; Cournoyer et Bégin, 1992 ; Desrosiers et Bégin, 1992 ; Bégin *et al.*, 1991). Astrade (1996) montre sur les rives de la Saône les changements de la dynamique hydromorphologique et des conditions de croissance de la ripisylve depuis les années 1980, suite aux modifications des conditions d'écoulement dans le bassin versant. Les modifications durables des niveaux des plans d'eau sont également traitées. Sur le lac artificiel de St-Pardoux (Limousin), l'étude des arbres riverains a permis de préciser le rythme du modelage des marges de la cuvette lacustre après sa mise en eau en 1976 (Maleval et Astrade, 2003). La mortalité ou les modifications de croissance de certaines espèces liées à l'incision progressive ou brutale du chenal, du fait par exemple d'extractions de granulats (Amlin et Rood, 2003) ont permis d'étudier les impacts des activités humaines sur les plaines alluviales (Steiger *et al.*, 1998 ; Chalamont, 1989 ; Dufour, 2007 ; Dufour et Piégay, 2008).

A l'échelle des plaines alluviales, l'utilisation de la végétation comme outil de datation

des paléoformes fluviale est maintenant relativement classique, que ce soit par la datation des arbres subfossiles (Miramont, 1998) ou par la détermination de l'âge des arbres sur pieds (Fagot *et al.*, 1989). Par exemple, dans les Alpes du sud, en l'absence de données d'archive suffisantes, la végétation a été utilisée pour reconstituer la dynamique spatio-temporelle des changements fluviaux qui se sont produits à partir de la fin du Petit Age Glaciaire sur les torrents de tête de bassins (Astrade *et al.*, 2011, *sous presse*) et à l'aval (Liébault *et al.*, 2005).

Enfin, les mouvements de versants sont des sources de sédiments importants pour les cours d'eau, pouvant entraîner des discontinuités morphologiques dans le lit ou, en cas d'événement majeur, modifier l'équilibre entre les débits liquides et les débits solides. L'étude dendrogéomorphologique de ces mouvements permet de préciser le couplage entre les versants et les évolutions morphologiques des rivières torrentielles. Le travail réalisé par Astrade *et al.* (1998) a permis de connaître les épisodes actifs de rechargement sédimentaire du torrent du Bez (Drôme). Celui en cours dans vallée Barcelonnette (Lopez *et al.*, soumis b) donne un aperçu de ce couplage à l'échelle du bassin versant de l'Ubaye. Des travaux de ce type sur les dynamiques sédimentaires liées aux avalanches et à la torrentialité sont également initiés par les auteurs dans certains lacs des Alpes.

Conclusion

La dendrogéomorphologie est donc d'un grand intérêt pour l'analyse et la reconstitution des processus et des évolutions géomorphologiques. Il est important toutefois de noter que la reconstitution de l'histoire des événements à l'aide des cernes de croissance n'est jamais complète et représente toujours une fréquence minimum. Par exemple, dans les Alpes françaises, Corona *et al.* (2010, 2011c) démontrent que la moitié des événements listés dans l'Enquête Permanente sur les Avalanches (EPA) entre 1951 et 1994 sont reconstitués au moyen de la dendrogéomorphologie. Cette proportion est équivalente à celle obtenue par Reardon *et al.* (2004) dans les Montagnes Rocheuses.

En effet, la perte d'information peut avoir différentes origines : (1) les processus doivent avoir une magnitude et une extension spatiale suffisante pour avoir des impacts sur la végétation ligneuse (McClung et Schaerer, 1993) (par exemple, les avalanches qui ne descendent pas jusqu'à la zone boisée ne peuvent être identifiées) ; (2) un événement majeur peut masquer les traces laissées par des événements antérieurs de plus faible amplitude (une crue catastrophique qui détruit un peuplement peut ne pas être reconnue sans croisement avec d'autres méthodes) ; (3) quand plusieurs événements se produisent au cours d'une même année, un seul peut être reconstitué ; (4) la réponse des arbres à une perturbation peut s'étendre sur plusieurs années et ainsi possiblement masquer deux événements rapprochés ; (5) enfin, certaines méthodologies basées sur des seuils arbitraires du nombre d'arbres endommagés minimise le risque d'erreur mais peut conduire à écarter certains processus de faible intensité ou limités spatialement (Reardon *et al.*, 2008). La clé de l'approche dendrogéomorphologique se trouve dans le positionnement des arbres échantillonnés (Stoffel *et al.*, 2006a, 2008a ; Bollschweiler *et al.*, 2007, 2008b) ; ainsi, au lieu de baser l'identification des événements sur un nombre d'arbres minimum, les réponses sont analysées au regard de la distribution spatiale et de l'intensité des réponses (Stoffel et Bollschweiler, 2009b).

Une autre limite est liée au fait que l'âge du peuplement conditionne évidemment l'étendue de la reconstitution. Une première réponse est apportée par les travaux de Corona *et al.* (2011d) sur l'évolution de la fréquence et de l'intensité des processus à l'échelle de plusieurs siècles par l'utilisation de peuplements pluri-centenaires. Une autre est liée au recours aux bois fossiles, classiquement utilisés dans les travaux de reconstitutions paléoenvironnementales. Ainsi, par exemples, les sites de fossilisation des

vallées à affleurements marneux des Alpes du Sud sont l'objet d'études paléogéomorphologiques destinées à reconstituer la dynamique de l'érosion au cours de l'Holocène et du Tardiglaciaire (Miramont et Sivan, 2006), et les fluctuations holocènes des glaciers sont reconstituées grâce aux troncs retrouvés dans les moraines et dans les vallums (Leroy *et al.*, 2009). Les développements à venir conjoints consistent à croiser sur les arbres fossiles les datations dendrochronologiques et l'approche dendrogéomorphologique par l'étude des réponses aux perturbations observées dans leur cernes.

De nombreuses autres perspectives animent la recherche en dendrogéomorphologie ; elles concernent tant (1) les méthodes (optimisation de la taille minimale de l'échantillonnage par l'utilisation de méthode statistique type bootstrap – tirage aléatoire – ; utilisation de nouveaux indicateurs ; étude du potentiel d'espèces négligées, des feuillus, des buissons – Genévrier thurifère sur les glissements de terrain – ; utilisation des racines déchaussées sur les niches d'arrachement ou pour cerner le recul des corniches), (2) la recherche fondamentale (réactions physiologiques et chimiques des arbres aux perturbations ; compréhension de l'influence des déclencheurs climatiques et des causes endogènes par comparaison des chronologies régionales et supra-régionales ; influence de la péjoration climatique PAG puis du réchauffement actuel) que (3) l'aide à la gestion des risques (utilisation de la dendrogéomorphologie pour le zonage de la période de retour des avalanches et de la probabilité de réactivation d'un glissement de terrain ; développement de nouveaux outils d'expertise pour un zonage qualitatif à petite échelle, comme par exemple l'utilisation de la résistographie).

Bibliographie

- Alestalo J. (1971) – Dendrochronological interpretation of geomorphic processes. *Fennia*, 105, 1-140.
- Amlin N. M., Rood S.B. (2003) – Drought stress and recovery of riparian cottonwoods due to water table alteration along Willow Creek, Alberta. *Trees*, 17, 351-358.
- Arbellay E., Stoffel M., Bollschweiler M. (2010a) – Dendrogeomorphic reconstruction of past debris-flow activity using injured broad-leaved trees. *Earth Surface Processes and Landforms* 35: 399-406.
- Arbellay E., Stoffel M., Bollschweiler M. (2010b) – Wood anatomical analysis of *Alnus incana* and *Betula pendula* injured by a debris-flow event. *Tree Physiology* 30, 1290-1298.
- Astrade L. (1996) – *La Saône en crue : dynamique d'un hydrosystème anthropisé*. Thèse Doctorat Géographie, Université Sorbonne-Paris IV, 358 p.
- Astrade L., Bégin Y. (1997) – Tree-ring response of *Populus tremula* L. and *Quercus robur* L. to recent spring floods of the Saône river, France. *Ecoscience*, 4 (2), p. 232-239.
- Astrade L., Bravard J. P., Landon N. (1998) – Mouvements de masse et dynamique d'un géosystème alpestre: étude dendrogéomorphologique de deux sites de la de la vallée de Boulc (Diois, France). *Géographie Physique et Quaternaire*, 52, 153-165.
- Astrade L., Bégin Y. (2003) – Utilisation de la dendrochronologie comme outil de diagnostic et d'évaluation du fonctionnement des hydrosystèmes. In Ruffinoni C., Piégay H., Pautou G. (Eds) : *Les ripisylves dans les hydrosystèmes fluviaux*. Ed. I.D.F.-C.N.R.S., 204-216.
- Astrade L., Dufour S. (2010) – Dendrochronologie en ripisylve, des cernes aux changements hydromorphologiques dans les systèmes fluviaux. In Astrade L.,

- Miramont C. (Eds): *Panorama de la dendrochronologie en France*. Collection Edytem, 11, 131-140.
- Astrade L., Jacob-Rousseau N., Allignol F. (2011) – Les successions d’interactions entre climat, sociétés et paysages dans un contexte de changements : les moyennes montagnes du sud-est de la France à la sortie du Petit Age Glaciaire. In Lambiel C., Reynard E., Scapozza C. (Eds) : *La géomorphologie alpine : entre patrimoine et contrainte*. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3-5 septembre 2009, Olivone, Géovisions 36, 61-78
- Astrade L., Jacob-Rousseau N., Bravard J. P., Allignol F., Simac L. (*sous presse*) – Detailed chronology of mid-altitude fluvial system response to changing climate and societies at the end of the Little Ice Age (South-Western Alps and Cévennes, France), *Geomorphology*.
- Bannan, M. W. (1941) – Variability in root structure in roots of native Ontario conifers. *Bulletin of the Torrey Botany Club*, 68, 173-194.
- Bebi P., Kulakowski D., Rixen C. (2009) – Snow avalanche disturbances in forest ecosystems. A state of research and implications for management. *Forest ecology and management*, 257, 1883-1892.
- Bégin Y. (1990) – The effects of shoreline transgression on woody plants, Upper St. Lawrence estuary, Québec. *Journal of Coastal Research*, 6, 815-827.
- Bégin Y., Langlais D., Cournoyer L. (1991) – A dendrogeomorphic estimate of shore erosion, upper St. Lawrence estuary, Québec. *Journal of Coastal Research*, 7, 607-615.
- Bégin Y, Lavoie J. (1988) – Dynamique d'une bordure forestière et variations récentes du niveau du fleuve Saint-Laurent. *Canadian Journal of Botany*, 66, 1905-1913.
- Bégin Y., Payette S. (1988) – Dendroecological evidence of subarctic lake-level changes during the last three centuries in Subarctic Québec. *Quaternary Research*, 30, 210-220.
- Bezzi M., Cantiani M. G., Ciolli M., Comunello G., Cherubini P. (2003) – Leggere gli anelli degli alberi per ricostruire la frequenza e l'estensione delle valanghe nel passato. In De Angelis P., Macuz A., Bucci G., Mugnoz G.S. (Eds): *Alberi e foreste per il nuovo millennio*. Viterbo, Atti del III Congresso Nazionale Società Italiana di Selvicoltura, éd. Ecologia Forestale, 147-152.
- Bodoque J. M., Díez-Herrero A., Martín-Duquea J. F., Rubiales J. M., Godfrey A., Pedraza J., Carrasco R. M., Sanz M. A. (2006) – Sheet erosion rates determined by using dendrogeomorphological analysis of exposed tree roots: Two examples from Central Spain. *Catena*, 64, 81-102.
- Bollsweiler M. (2007) – Spatial and temporal occurrence of past debris flows in the Valais Alps: results from tree-ring analysis. PhD thesis. Faculty of Science, University of Fribourg. *GeoFocus*, 20, 1–182
- Bollsweiler M., Stoffel M., Ehmisch M., Monbaron M. (2007). Reconstructing spatio-temporal patterns of debris-flow activity with dendrogeomorphological methods. *Geomorphology* 87(4): 337-351.
- Bollsweiler M., Stoffel M., Schneuwly D. M., Bourqui K. (2008a) – Traumatic resin ducts in *Larix decidua* trees impacted by debris flows. *Tree Physiology*, 28: 255-263.
- Bollsweiler M., Stoffel M., Schneuwly D. (2008b) – Dynamics in debris-flow activity on a forested cone: a case study using different dendroecological approaches. *Catena*, 72(1), 67-78.
- Bollsweiler, M., Stoffel, M., Rudolf-Miklau (*sous presse*) – Tracking torrential processes on fans and cones. *Springer*, Berlin, Heidelberg, New York.

- Bollschiweiler M., Stoffel M. (2007) – Debris flows on forested cones, reconstruction and comparison of frequencies in two catchments in Val Ferret, Switzerland. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 7: 207-218.
- Bollschiweiler M., Stoffel M. (2010a) – Tree rings and debris flows: trends and challenges. *Progress in Physical Geography*, 34, 625-645.
- Bollschiweiler M., Stoffel M. (2010b) – Variations in debris-flow occurrence in an Alpine catchment: a reconstruction based on tree rings. *Global and Planetary Change*, 73: 186-192.
- Bollschiweiler M., Stoffel M. (2010c) – Changes and trends in debris-flow frequency since 1850: results from eight torrents in the Zermatt valley. *The Holocene*, 20: 907-916.
- Bollschiweiler M., Stoffel M. (soumis) – Analysis and interpretation of meteorological triggers of debris flows in the Zermatt Valley (Swiss Alps). *Journal of Geophysical Research - Earth Surface*.
- Bosch O., Gutiérrez E. (1999) – La sucesión en los bosques de *Pinus uncinata* del Pirineo. De los anillos de crecimiento a la historia del bosque. *Ecología*, 13, 133-171.
- Boucher D., Filion L., Héty B. (2003) – Reconstitution dendrochronologique et fréquence des grosses avalanches de neige dans un couloir subalpin du mont Hog's Back, en Gaspésie centrale (Québec). *Géographie physique et Quaternaire*, 57, 159-168.
- Braam R. R., Weiss E. E. J., Burrough A. (1987) – Spatial and temporal analysis of mass movement using dendrochronology. *Catena*, 14, 573-584.
- Bräker O. U. (2002) – Measuring and data processing in tree-ring research: a methodological introduction. *Dendrochronologia*, 20: 203-216.
- Bryant C. L., Butler D. R., Vitek J. D. (1989) – A statistical analysis of tree-ring dating in conjunction with snow avalanches: comparison of on-path versus off-path responses. *Environmental Geological Water Science*, 14, 53-59.
- Butler D. R. (1979) – Snow avalanche path terrain and vegetation, Glacier National Park, Montana. *Arctic and Alpine Research*, 11, 17-32.
- Butler D. R., Oelfke J. G., Oelfke L. A. (1986) – Historic rockfall avalanches, northeastern Glacier National Park, Montana, U.S.A. *Mountain Research and Development*, 6: 261-271.
- Butler D. R., Malanson G. P., Oelfke J. G. (1987) – Tree-ring analysis and natural hazard chronologies: minimum sample sizes and index values. *Professional Geographer*, 39: 41-47.
- Butler D. R., Malanson, G. P. (1985) – A history of high-1 magnitude snow avalanches, southern Glacier National Park, Montana, U.S.A. *Mountain Research and Development*, 5: 175-182.
- Butler D. R., Sawyer C. F. (2008) – Dendrogeomorphology and high-magnitude snow avalanches: a review and case study. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 8: 303-309.
- Carrara P. E., O'Neill J. M. (2003) – Tree-ring dated landslide movements and their relationship to seismic events in southwestern Montana, USA. *Quaternary Research*, 59, 25-35.
- Carrara P. E., Carroll, T. R. (1979) – The determination of erosion rates from exposed tree roots in the Piceance Basin, Colorado. *Earth Surface Processes*, 4, 307-317.
- Carrara P. E., O'Neill J. M. (2003) – Tree-ring dated landslide movements and their relationship to seismic events in southwestern Montana, USA. *Quaternary Research*, 59, 25-35.

- Casteller A., Stöckli V., Villalba R., Mayer A. C. (2007) – An evaluation of dendroecological indicators of snow avalanches in the Swiss Alps. *Arctic Antarctic and Alpine Research*, 39, 218-228.
- Chalamont J. (1989) – *Deux indices prévisionnels de l'évolution démographique des populations de bois tendre, Salix après abaissement de la nappe phréatique*. Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier Grenoble I, 63 p.
- Clague, J. J., and Souther, J. G. (1982) – The Dusty Creek landslide on Mount Caylay, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19, 524-539.
- Comunello G., Bezzi M., Cherubini P., Ciolli M., Cantiani M. G. (2001) – Conoscere il passato per interpretare il presente: tecniche GIS e di dendrocronologia applicata per lo studio di aree potenzialmente soggette al rischio di valanghe. *Linea Ecologica*, 4, 58-62.
- Cook E. R. (1987) – The decomposition of tree-ring series for environmental studies. *Tree-Ring Bull.*, 47, 37-59.
- Cook E. R., Holmes R. L. (1984) – *Program ARSTAN and users manual*. Lamont Doherty Geological Observatory, Palisades, New York.
- Cook E. R., Kairiukstis L. (1990) – *Methods of dendrochronology*. Kluwer, Dordrecht.
- Corominas J., Moya J. (1999) – Reconstructing recent landslide activity in relation to rainfall in the Llobregat River basin, Eastern Pyrenees, Spain. *Geomorphology*, 30, 79-93.
- Corona C., Rovéra G., Lopez Saez J., Stoffel M., Perfettini. P. (2010) – Spatio-temporal reconstruction of snow avalanche activity using tree-rings: Pierres Jean Jeanne avalanche talus, Massif de l'Oisans, France. *Catena*, 83, 107-118.
- Corona C., Lopez Saez J., Rovéra G., Astrade L., Stoffel M., Berger F. (2011a) – High resolution, quantitative reconstruction of erosion rates based on anatomical changes in exposed roots: critical review of existing approaches and independent quality control of results. *Geomorphology*, 125, 433-444
- Corona C., Lopez Saez J., Rovéra G., Astrade L., M. Stoffel, Berger F. (2011b) – Quantification des vitesses d'érosion par dendrogéomorphologie : Utilisation des racines déchaussées dans les badlands marneux des bassins versants expérimentaux de Draix (Alpes de Hautes-Provence). *Géomorphologie : Reliefs, processus Environnement*, 1, 83-94.
- Corona C., Lopez Saez J., Berger F. (2011c) – Tree-ring reconstruction of snow avalanches: an evaluation of the dendrogeomorphic approach by comparison with historical archives on an accurately documented path (Chamonix, French Alps). *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 13, EGU2011-3209
- Corona C., Lopez Saez J., Edouard J.L., Rovéra G., Berger F. (2011d) – Impact of climate change on snow avalanche activity: contribution of a continuous 1338-2010 dendrogeomorphic reconstruction (Queyras massif, French Alps). *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 13, EGU2011-7865,
- Cournoyer L., Bégin Y. (1992) – Effets de l'érosion riveraine sur les structures anatomiques de *Fraxinus pennsylvannica* M. dans le haut estuaire du Saint-Laurent, Québec, Canada. *Dendrochronologia*, 10, 107-119.
- Cushman M. J. (1981) – *The influence of recurrent snow avalanches on vegetation patterns in the Washington Cascades*. Ph.D. dissertation, Department of Botany, University of Washington, Seattle.
- Desrosiers M., Bégin Y. (1992) – Etude dendrochronologique de l'érosion associée aux crues du Saint-Laurent, Saint-Antoine-de-Tilly, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 46(2), p. 173-180.

- Dorren L. K. A., Berger F. (2006) – Energy dissipation and stem breakage of trees at dynamic impacts. *Tree Physiology*, 26, 63-71.
- Dubé S., Filion L., Héту B. (2004) – Tree-Ring Reconstruction of High-Magnitude Snow Avalanches in the Northern Gaspé Peninsula, Québec, Canada. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 36: 555-564.
- Dufour S. (2007) – Contrôles hydro-morphologiques et activités anthropiques dans les forêts alluviales du bassin rhodanien, de la quantification des processus à la gestion des milieux. *Annales de Géographie*, 654, 126-146.
- Dufour S., Piégay H. (2008) – Geomorphological controls of *Fraxinus excelsior* growth and regeneration in floodplain forests. *Ecology*, 89, 1: 205-215.
- Eckstein D., Bauch J. (1969) – Beitrag zur Rationalisierung eines dendrochronologischen Verfahrens und zur Analyse seiner Aussagesicherheit. *Forstwiss. Cent. bl.*, 88, 230-250.
- Fagot P., Gadiolet P., Magne M., Bravard J. P. (1989) – Une étude dendrochronologique dans le lit majeur de l'Ain : la forêt alluviale comme descripteur d'une métamorphose fluviale. *Revue de Géographie de Lyon*, 64(4), 213-223.
- Fantucci R., McCord A. (1995) – Reconstruction of landslide dynamic with dendrochronological methods. *Dendrochronologia*, 13, 43-57.
- Fantucci R., Sorriso-Valvo M. (1999) – Dendrogeomorphological analysis of a slope near Lago, Calabria (Italy). *Geomorphology*, 30, 165-174.
- Frazer G. W. (1985) – *Dendrogeomorphic Evaluation of Snow Avalanche History at Two Sites in Banff National Park*. M.Sc. thesis, Department of Geography, University of Western Ontario, London, ON, Canada.
- Friedman J. M., Vincent K. R., Shafroth P. B. (2005) – Dating floodplain sediments using tree-ring response to burial. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30, 1077-1091.
- Fritts H. C. (1976) – *Tree rings and climate*. Academic Press, London.
- Gärtner H. (2007) – Tree roots: methodological review and new development in dating and quantifying erosive processes. *Geomorphology*, 86, 243-251.
- Germain D., Filion L., Héту B. (2005) – Snow avalanche activity after fire and logging disturbances, northern Gaspé, Quebec, Canada. *Can. J. Earth Sci.*, 42, 2103-2116.
- Germain D., Filion L., Héту B. (2009) – Snow avalanche regime and climatic conditions in the Chic-Choc Range, eastern Canada. *Climatic Change*, 92, 41-167.
- Grissino-Mayer H. D. (2001) – Evaluating crossdating accuracy: a manual and tutorial for the computer program COFECHA. *Tree-Ring Res.*, 57, 205-221.
- Grissino-Mayer H. D. (1992) – A manual and tutorial for the proper use of an increment borer. *Tree-Ring Res.*, 59, 63-79.
- Guay R., Gagnon R., Morin H. (1992) – A new automatic and interactive tree-ring measurement system based on a line scan camera. *For. Chron.*, 68, 138-141.
- Gutsell S. L., Johnson E. A. (2002) – Accurately ageing trees and examining their height-growth rates: implications for interpreting forest dynamics. *J. Ecol.*, 90, 153-166.
- Hebertson E. G., Jenkins M. J. (2003) – Historic climate factors associated with major avalanche years on the Wasatch Plateau, Utah. *Cold Regions Science and Technology*, 37, 315-332.
- Heikkinen O. (1994) – Using dendrochronology for the dating of land surfaces. In Beck C. (Ed.): *Dating in Exposed and Surface Contexts*. Albuquerque, University of New Mexico Press, 213-235.
- Hitz O. M., Gärtner H., Heinrich I., Monbaron M. (2008) – First time application of Ash (*Fraxinus excelsior* L.) roots to determine erosion rates in mountain torrents. *Catena*, 72, 248-258.

- Holmes R. L. (1983) – Computer assisted quality control in tree-ring dating and measurement. *Tree-Ring Bull.*, 43, 69-78.
- Hupp, C. R. (1984) – Dendrogeomorphic evidence of debris flow frequency and magnitude at Mount Shasta, California. *Env. Geol. Wat. Sci.*, 6, 121-128.
- Hupp C. R., Osterkamp W. R., Thornton J. L. (1987) – Dendrogeomorphic evidence and dating of recent debris flows on Mount Shasta, northern California. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 1396B, 1-39.
- Ives J. D., Mears A. I., Carrara P. E., Bovis M. J. (1976) – Natural hazards in mountain Colorado, *Annals Assoc. Am. Geographers*, 66, 129-144.
- Jensen J. M. (1983) – The Upper Gros Ventre landslide of Wyoming: A dendrochronology of landslide events and possible mechanics of failure. *Geological Society of America Abstracts*, 15, 5, 387.
- Johnson E. A., Hogg L., Carlson C. S. (1985) – Snow avalanche frequency and velocity for the Kananaskis Valley in the Canadian Rockies. *Cold Reg. Sci. Technol.*, 10, 141-151.
- Johnson E. A. (1987) – The relative importance of snow avalanche disturbance and thinning on canopy plant populations. *Ecology*, 68, 43-53.
- Jomelli V., Brunstein D., Déqué M., Vrac M., Grancher D. (2009) – Impacts of future climatic change (2000-2100) on the occurrence of debris flows: a case study in the Massif des Ecrins (French Alps). *Climatic Change*, 97, 171-191.
- Kashiwaya K., Okimura T., Kawatani T. (1989) – Tree ring information and rainfall characteristic for landslide in the Kobe District, Japan. *Earth Surface Processes and Landforms*, 14, 63-71.
- Kogelnig-Mayer B, Stoffel M, Bollschweiler M, Hübl, J, Rudolf-Miklau F. (soumis) – Possibilities and limitations of dendrogeomorphic time-series reconstructions on sites influenced by debris flows and frequent snow avalanche activity. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*.
- Lafortune M, Filion L, Hetu B. (1997) – Dynamics of a forest edge on an active scree slope occurring in a cold
- LaMarche V. C. (1966) – An 800 year history of stream erosion as indicated by botanical evidence. *Professional Paper USGS*, 550D D83-D86, 267 p.
- LaMarche V. C. (1968) – Rates of slope degradation as determined from botanical evidence, White Mountains, California. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 352-I.
- Lambert G-N. (2010) – Dendrochronologie et dendroclimatologie du chêne en France : questions posées par le transfert de données de bois historiques vers la dendroclimatologie. In Astrade L., Miramont C. (Eds): *Panorama de la dendrochronologie en France*. Collection Edytem, 11, 205-216.
- Larocque S. J., Héту B., Filion L. (2001) – Geomorphic and dendroecological impacts of slushflows in central Gaspé Peninsula (Québec, Canada). *Geografiska Annaler*, 83: 191-201.
- Le Roy M., Astrade L., Edouard J. L., Miramont C., Deline P. (2009) – La dendroglaciologie, ou l'apport de l'étude des cernes d'arbres pour la reconstitution des fluctuations glaciaires holocènes. In Delin P., Ravel L. (Eds): *Neige et glace de montagne : reconstitution, dynamique, pratiques*. Collection Edytem, 8, 79-90.
- Liébault F., Gomez B., Page M., Marden M., Peacock D., Richard D., Trotter C. M. (2005) – Land-use change, sediment production and channel response in upland regions. *River Research and Applications*, 21, 739-756.

- Lopez Saez J., Corona C., Stoffel M., Astrade L., Berger F., Malet J. P. (*soumis a*) – Dendrogeomorphic reconstruction of past landslide reactivation with seasonal precision: Bois Noir landslide, southern French Alps. *Landslides*.
- Lopez Saez J., Corona C., Stoffel M., Schoeneich P., Berger F. (*soumis b*) – Probability maps of landslide reactivation derived from tree-ring records: Pra Bellon landslide, southern French Alps. *Journal of Geophysical Research, Earth surface*.
- Lopez Saez J., Astrade L., Corona C., Stoffel M., Berger F., Schoeneich F. (2010a) – Le couvert forestier, marqueur spatio temporel de l'activité d'un glissement de terrain. Le cas des glissements de terrain du Bois Noir, Jausiers, France. In Astrade L., Miramont C. (Eds) : *Panorama de la dendrochronologie en France*. Collection Edytem, 11, 125-130.
- Lopez Saez J., Corona C., Berger F., Stoffel M. (2010b) – Utilisation de la résistographie en dendrogeomorphologie : retour d'expériences. In Astrade L., Miramont C. (Eds) : *Panorama de la dendrochronologie en France*. Collection Edytem, 11, 181-188.
- Lopez Saez J., Corona C., Gotteland A., Stoffel M., Berger F., Liébault F. (2011) – Debris-flow activity in abandoned channels of the Manival torrent reconstructed with Lidar and tree-ring data. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, DOI: 10.5194/nhess-11-1-2011.
- Lopez Saez J., Corona C., Stoffel M., Rovéra G., Astrade L., Berger F. (2011) – Quantification of areal erosion rates in marly badlands based on anatomical changes in exposed roots and lidar data. *Earth Surface Processes and Landforms*, DOI: 10.1002/esp.2141.
- Luchi N., Ma, R., Capretti P., Bonello P. (2005) – Systemic induction of traumatic resin ducts and resin flow in Austrian pine by wounding and inoculation with *Sphaeropsis sapinea* and *Diplodia scrobiculata*. *Planta*, 221, 75-84.
- Lugon R., Stoffel M. (2010) – Rock-glacier dynamics and magnitude-frequency relations of debris flows in a high-elevation watershed: Ritigraben, Swiss Alps. *Global and Planetary Change*, 73: 202-210.
- Maleval V., Astrade L. (2003) – Le modelage d'une cuvette lacustre artificielle après son remplissage : quantification et chronologie de l'érosion des rives du lac de St-pardoux, limousin (France). *Revue de Géographie Alpine*, 91, 1, 29-40.
- Margreth S. (2008) – *Protect: Beurteilung der Wirkung von Schutzmassnahmen gegen Naturgefahren. Arbeitsanleitung Lawinen*. WSL Institute for Snow and Avalanche Research, SLF, Davos.
- Matthcek C. (1993) – Design in der Natur. *Reihe Ökologie*, 1, Rombach Wissenschaft.
- Mayer B., Stoffel M., Bollschweiler M., Hübl J., Rudolf-Miklau F. (2010) – Frequency and spread of debris floods on fans: a dendrogeomorphic case-study from a dolomite catchment in the Austrian Alps. *Geomorphology*, 118, 199-206.
- McAuliffe J. R., Scuderi L. A., McFadden L. D. (2006) – Tree-ring record of hillslope erosion and valley floor dynamics: landscape responses to climate variation during the last 400yr in the Colorado Plateau, northeastern Arizona. *Global and Planetary Change*, 50, 184-201.
- McCarthy D. P., Luckman B. H. (1993) – Estimating ecesis for tree-ring dating of moraines: a comparative study from the Canadian Cordillera. *Arctic and Alpine Research*, 25, 63-68.
- McCarthy D. P., Luckman B. H., Kelly P. E. (1991) – Sampling height-age error correction for spruce seedlings in glacial forefields, Canadian Cordillera. *Arct. Alp. Res.*, 23, 451-455.
- McClung D., Schaerer P. (1993) – *The Avalanche Handbook*. The Mountaineers, Seattle, WA.

- Mears A. I. (1975) – Dynamics of dense-snow avalanches interpreted from broken trees. *Geology*, 3, pp. 521–523.
- Miramont C. (1998) – *Morphogénèse, activité érosive et détritisme alluvial holocènes dans le bassin de la Moyenne Durance (Alpes françaises du Sud)*. Thèse de géographie physique, Université Aix-Marseille I, 286 p.
- Miramont C., Sivan O. (2006) – Les paléoenvironnements fluviaux dans les Alpes du Sud : un exemple d'étude dendro-géomorphologique. In Dumont A., Benoit P., Berthier K., Billaud Y., Bonnamour L., Bonnot-Diconne C., Carcaud N., Dumont A., Hiron X., Magny M., Marguet A., Petrequin A.M., Petrequin P., Vaxelaire L. (Eds) : *Archéologie des lacs et des cours d'eau*. Collection Archéologiques, éd. Errance, 71-72.
- Molina R., Muntan E., Andreu L., Furdada G., Oller, Gutierrez E., Martinez P., Vilaplana, J. M. (2004) – Using vegetation to characterize the avalanche of Canal del Roc Roig, Vall de Nuria, eastern Pyrenees, Spain, *Ann. Glaciol.*, 38, 159-165.
- Moore D. P., Mathews W. H. (1978) – The Rubble Creek landslide, southwestern British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 15, 1039-1052.
- Morin H., Payette S. (1986) – La dynamique récente des combes à neige du golfe de Richmond (Québec nordique): Une analyse dendrochronologique. *Canadian Journal of Botany*, 64, 2113-2119.
- Muntan E., Andreu L., Oller P., Gutiérrez E., Martínez P. (2004) – Dendrochronological study of the Canal del Roc Roig avalanche path: first results of the Aludex project in the Pyrenees. *Annals of Glaciology*, 38: 173-179.
- Muntán E., Garcia C., Oller P., Marti G., Garcia A., Gutierrez E. (2009) – Reconstructing snow avalanches in the Southeastern Pyrenees. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9, 1599-1612.
- Niemann K. O. (1982) – Observations of snow avalanche activity in the Kananaskis region, Alberta. *The Albertan Geographer*, 18, 29-42.
- Osterkamp W. R., Hupp C. R., Blodgett J. C. (1986) – Magnitude and frequency of debris flows, and areas of hazard on Mount Shasta, California. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 1396-C, 21 p.
- Paradis-Gernouillet S., Leleu j., Belingard C., Rouaud R., Alleé P. (2010) – AnthracoloJ, un outil pour la simplification des mesures dendrométriques. In Astrade L., Miramont C. (Eds) : *Panorama de la dendrochronologie en France*. Collection Edytem, 11, 199-204.
- Patten R. S., Knight D. H. (1994) – Snow avalanches and vegetation pattern in Cascade Canyon, Grand Teton National Park, Wyoming, USA. *Arctic Alpine Res.*, 26, 35-41.
- Payette S. (1980) – Les grandes crues glacielles de la Rivière aux Feuilles (Nouveau-Québec) : une analyse dendrochronologique. *Naturaliste canadien*, 107, 215-225.
- Pedersen G. T., Reardon B. A., Caruso C. J., Fagre D. B. (2006) – High resolution tree-ring based spatial reconstructions of snow avalanche activity in Glacier National Park, Montana, USA. *2006 ISSW Proceedings*, Telluride, CO, 436-443.
- Pelfini M., Santilli M. (2008) – Frequency of debris flows and their relation with precipitation: a case study in the Central Alps, Italy. *Geomorphology*, 101: 721-730.
- Perret S., Stoffel M., Kienholz H. (2006) – Spatial and temporal rockfall activity in a forest stand in the Swiss Prealps – a dendrogeomorphological case study. *Geomorphology*, 74(1-4): 219-231.
- Pierson T. C. (2007) – Dating young geomorphic surfaces using age of colonizing Douglas fir in southwestern Washington and northwestern Oregon, USA. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32, 811-831.

- Potter N. (1969) – Tree-ring dating of snow avalanche tracks and the geomorphic activity of avalanches, northern Absaroka Mountains, Wyoming, Boulder, CO. *Geological Society of America*, Special Paper, 123, 141-165.
- Procter E, Bollschweiler M, Stoffel M, Neumann M. (2004) – A regional reconstruction of debris-flow frequency in a dolomitic valley in the western Austrian Alps. *Geomorphology*.
- Rayback S. A. (1998) – A dendrogeomorphological analysis of snow avalanches in the Colorado Front Range, USA. *Physical Geography*, 19, 502-515.
- Reardon B. A., Fagre D. B., Steiner R. W. (2004) – Natural avalanches and transportation: a case study from Glacier National Park, Montana, USA. *International Snow Science Workshop*, Jackson, WY, 582-597.
- Reardon B. A., Pederson G. T., Caruso C. J., Fagre D. B. (2008) – Spatial reconstructions and comparisons of historic snow avalanche frequency and extent using tree rings in Glacier National Park, Montana, USA. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 40, 148-160.
- Reeder J. W. (1979) – The dating of landslides in Anchorage, Alaska: a case for earthquake triggered movements. *Geological Society of America Abstracts*, 11, 7, 501.
- Rinn F. (1989) – *Time Series Analysis and Presentation V3.0. Reference Manual*. Rinntech, Heidelberg.
- Rinntech (2007) – <http://www.rinntech.com/content/blogcategory/2/28/lang.english/>.
- Sandford H. (1992) – *The Use of Dendrochronology as an Avalanche Risk Mapping Tool*. Honors Thesis, Department of Geography, University of Victoria, Victoria, BC, Canada.
- Santilli M, Pelfini M. (2002) – Dendrogeomorphology and dating of debris flows in the Valle del Gallo, Central Alps, Italy. *Dendrochronologia*, 20, 269-284.
- Schaerer P. A. (1972) – Terrain and vegetation of snow avalanche sites at Rogers Pass, British Columbia. B.C. *Geographical Series*, 14, 215-222.
- Schneuwly D. M., Stoffel M. (2008a) – Changes in spatio-temporal patterns of rockfall activity on a forested slope – a case study using dendrogeomorphology. *Geomorphology*, 102, 522-531.
- Schneuwly D. M., Stoffel M. (2008b) – Tree-ring based reconstruction of the seasonal timing, major events and origin of rockfall on a case-study slope in the Swiss Alps. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 8, 203-211.
- Schneuwly D. M., Stoffel M., Bollschweiler M. (2009a) – Formation and spread of callus tissue and tangential rows of resin ducts in *Larix decidua* and *Picea abies* following rockfall impacts. *Tree Physiology*, 29, 281-289.
- Schneuwly D. M., Stoffel M., Bollschweiler M. (2009b) – Formation and spread of callus tissue and tangential rows of resin ducts in *Larix decidua* and *Picea abies* following rockfall impacts. *Tree Physiology*, 29, 281-289.
- Schönenberger W. (1978) – Ökologie der natürlichen Verjüngung von Fichte und Bergföhre in Lawinenzügen der nördlichen Voralpen. Mitt. Eidgenöss. Forsch. anst Wald Schnee Landsch, 54, 217-320.
- Schweingruber F. H. (1983) – *Der Jahrring: Standort, Methodik, Zeit und Klima in der Dendrochronologie*. Paul Haupt, Bern, Stuttgart, Wien.
- Schweingruber F. H. (1996) – *Tree rings and environment. Dendroecology*. Paul Haupt, Bern, Stuttgart, Wien.
- Schweingruber F. H. (1988) – *Tree rings : Basics and Applications of Dendrochronology*. Dordrecht, Kluwer, 276 p.

- Schweingruber F. H., Eckstein D., Serre-Bachet F., Bräker O.U. (1990) – Identification, presentation and interpretation of event years and pointer years in dendrochronology. *Dendrochronologia*, 8, 9-39.
- Shroder J. F. (1978) – Dendrogeomorphological analysis of mass movement on Table Cliffs Plateau, Utah. *Quaternary Research*, 9, 168-185.
- Shroder J. F. (1980) – Dendrogeomorphology: review and new techniques of tree-ring dating. *Progress in Physical Geography*, 4, 161-188.
- Sigafoos R. S. (1964) – Botanical evidence of floods and flood-plain deposition. *United States Geological Survey Professional Paper*, 485-A, 35 p.
- Sigafoos R. S., Hendricks E. L. (1969) – The time interval between stabilization of alpine glacial deposits and establishment of tree seedlings. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 650-B, B89–B93.
- Smelko S., Scheer L. (2000) – Dendrochronological analysis of diameter growth and increment of pedunculate oak, *Quercus robur* L. in Danube floodplain forests. *Ekologia, Bratislava*, 19, 2, 125-140.
- Smith L. (1973) – Indication of snow avalanche periodicity through interpretation of vegetation patterns in the North Cascades, Washington. *In: Methods of Avalanche Control on Washington Mountain Highways*. Third Annual Report, Washington State Highway Commission Department of Highways, Olympia, WA, 55-101.
- Stefanini M. C. (2004) – Spatio temporal analysis of a complex landslide in the Northern Apennines (Italy) by means of dendrochronology. *Geomorphology*, 63, 191-202.
- Steiger J., James M., Gazelle F. (1998) – Channelization and consequences on floodplain system functioning on the Garonne River, SW France. *Regulated Rivers: Research and Management*, 14, 1, 13-23
- Stockton C. W., Fritts H. C. (1973) – Long-term reconstruction of water level of Lake Athabasca by analysis of tree rings. *Water Resources Bulletin*, 9, 1006-1027.
- Stockton C. W., Boggess W. R. (1980) – Tree rings: a proxy data source for hydrologic forecasting. *Unified river basin management, American water Resources Association, Symposium Proceedings*, May 4-7 1980, Gatlinburg, Tennessee, 609-624.
- Stoffel M. (2006) – A review of studies dealing with tree rings and rockfall activity: the role of dendrogeomorphology in natural hazard research. *Natural Hazards*, 39, 1, 51-70.
- Stoffel M. (2008) – Dating past geomorphic processes with tangential rows of traumatic resin ducts. *Dendrochronologia*, 26, 1, 53-60.
- Stoffel M. (2010) – Magnitude-frequency relationships of debris flows: a case study based on field surveys and tree-ring records. *Geomorphology*, 116, 67-76.
- Stoffel M., Schneuwly D., Bollschweiler M., Lièvre I., Delaloye R., Myint M., Monbaron M. (2005a) – Analyzing rockfall activity (1600-2002) in a protection forest: a case study using dendrogeomorphology. *Geomorphology*, 68, 3-4, 224-241.
- Stoffel M., Lièvre I., Monbaron M., Perret S. (2005b) – Seasonal timing of rockfall activity on a forested slope at Täschgufer (Valais, Swiss Alps): a dendrochronological approach. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 49, 1, 89-106.
- Stoffel, M., Lièvre, I., Conus, D., Grichting, M.A., Raetzo, H., Gärtner, H.W., Monbaron, M. (2005c) – 400 years of debris flow activity and triggering weather conditions: Ritigraben VS, Switzerland. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 37, 3, 387-395.
- Stoffel M., Wehrli A., Kühne R., Dorren L.K.A., Perret S., Kienholz H. (2006a) – Quantifying the protective effect of mountain forests against rockfall using a 3D simulation model. *Forest Ecology and Management*, 225, 113-122.
- Stoffel, M., Bollschweiler, M., Hassler, G. R. (2006b) – Differentiating past events on a cone influenced by debris-flow and snow avalanche activity: a

- dendrogeomorphological approach. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31, 11, 1424-1437.
- Stoffel M., Perret S. (2006) – Reconstructing past rockfall activity with tree rings: some methodological considerations. *Dendrochronologia*, 24, 1, 1-15.
- Stoffel M., Conus D., Grichting M. A., Lièvre I., Maître G. (2008a) – Unraveling the patterns of late Holocene debris-flow activity on a cone in the Swiss Alps: chronology, environment and implications for the future. *Global and Planetary Change*, 60, 222-234.
- Stoffel, M., Bollschweiler M., Leutwiler A., Aeby P. (2008b) – Large debris-flow events and overbank sedimentation in the Illgraben torrent (Valais Alps, Switzerland). *Open Geology Journal*, 2, 18-29.
- Stoffel M, Bollschweiler M, Hassler G. R., Monbaron M. (2008c) – Reconstitution de la dynamique des avalanches dans le Nanztal et le Lötschental (Valais) par méthodes dendrogeomorphologiques. *Bulletin de la Murithienne*, 125, 89- 97.
- Stoffel M., Bollschweiler M., Butler D. R., Luckman B. H. (2010a) – *Tree rings and natural hazards: a state-of-the-art*. Springer, Heidelberg, Berlin, New York, 505 pp.
- Stoffel M., Bollschweiler M., Widmer S., Sorg A. (2010b) – Spatio-temporal variability in debris-flow activity: a tree-ring study at Geisstriftbach (Swiss Alps) extending back to AD 1736. *Swiss Journal of Geosciences*, 103, 283-292.
- Stoffel M., Beniston M. (2006) – On the incidence of debris flows from the early Little Ice Age to a future greenhouse climate: a case study from the Swiss Alps. *Geophysical Research Letters*, 33, L16404.
- Stoffel M., Hitz O. M. (2008) – Snow avalanche and rockfall impacts leave different anatomical signatures in tree rings of *Larix decidua*. *Tree Physiology*, 28, 11, 1713-1720.
- Stoffel M., Bollschweiler M. (2008) – Tree-ring analysis in natural hazards research: an overview. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 8, 187-202.
- Stoffel M., Bollschweiler M. (2009a) – What tree rings can tell about earth-surface processes. Teaching the principles of dendrogeomorphology. *Geography Compass*, 3, 1013-1037.
- Stoffel M., Bollschweiler M. (2009b) – Tree-ring reconstruction of past debris flows based on a small number of samples – possibilities and limitations. *Landslides*, 6, 225-230.
- Stoffel M, Wilford D. J. (*sous presse*) – Hydrogeomorphic processes and vegetation: disturbance, process histories, dependencies and interactions. *Earth Surface Processes and Landforms*.
- Stoffel M., Bollschweiler M., Beniston M. (*sous presse*) – Rainfall characteristics for periglacial debris flows in the Swiss Alps: past incidences: potential future evolutions. *Climatic Change*.
- Stoffel M, Bollschweiler M, Vazquez-Selem L., Franco-Ramos O., Palacios D. (2011) – Dendrogeomorphic dating of rockfalls on low-latitude, high-elevation slopes: Rodadero, Iztaccíhuatl volcano, Mexico. *Earth Surface Processes and Landforms*.
- Stokes M. A., Smiley T. L. (1968) – *An introduction to tree-ring dating*. University of Chicago Press, Chicago.
- Strunk H. (1989) – Dendrogeomorphology of debris flows. *Dendrochronologia*, 7, 15-25.
- Strunk H. (1991) – Frequency distribution of debris flow in the Alps since the “Little Ice Age”. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, Supplement 83, 71-81.
- Strunk H. (1997) – Dating of geomorphological processes using dendrogeomorphological methods. *Catena*, 31, 137-151.

- Szymczak S., Bollschweiler M., Stoffel M., Dikau R. (2010) – Debris-flow activity and snow avalanches in a steep watershed of the Valais Alps (Switzerland): dendrogeomorphic event reconstruction and identification of triggers. *Geomorphology*, 116, 107-114.
- Thierry Y., Malet J. P., Sterlacchini B., Puissant A., Maquaire O. (2007) – Landslide susceptibility assessment by bivariate methods at large scales: Application to a complex mountainous environment. *Geomorphology*, 92, 38-59.
- Timell T. E. (1986) – Compression wood in Gymnosperms. Springer, Berlin.
- Trappmann D., Stoffel M., Bollschweiler M., Hübl J. (*soumis*) – Reconstruction of rockfall activity in the Inn valley - an approach using tree ring and scar count data. *Proceedings International Conference Interpraevent 2012*, Grenoble, France.
- Timell T. E. (1986) – *Compression wood in Gymnosperms*. Berlin, Heidelberg, New York: Springer.
- Vaganov E. A., Hughes M. K., Shashkin A. V. (2006) – *Growth dynamics of conifer tree rings*. Images of past and future environments. Berlin, Heidelberg, New York: Springer.
- Ward R. G. W. (1985) – An estimate of avalanche frequency in Glen Feshie, Scotland, using tree rings. In Fieller N. R. J., Gilbertson D. D., Ralph N. G. A. (Eds): *Palaeoenvironmental Investigations: Research Design, Methods and Data Analysis*. Symposium Number 5(i) of the Association for Environmental Archaeology, British Archaeological Reports International Series, 258, 237-244.
- Westing A. H. (1965) – Formation and function of compression wood in gymnosperms II. *Botanical Reviews*, 34, 51-78.
- Wieczorek G. F., Eaton L. S., Yanosky T. M., Turner E. J. (2006) – Hurricane-induced landslide activity on an alluvial fan along Meadow Run, Shenandoah Valley, Virginia (eastern USA). *Landslides*, 3: 95-106.
- Wigley T. M. L., Briffa K. R., Jones P. D. (1984) – On the average value of correlated time series, with applications in dendroclimatology and hydrometeorology. *J. Clim. Appl. Meteor.*, 23, 201-203.
- Williams P. L., Jacoby G. C., Buckley B. (1992) – Coincident ages of large landslides in Seattle's Lake Washington. *Geological Society of America Abstract*, 24, 5, 90.
- Yanoski T. M. (1983) – Evidence of floods on the Potomac River from anatomical abnormalities in wood of flood-plain trees. *Geological Survey Professional Paper*, 1296, 1-42.
- WinDendro (2005) – <http://www.regent.qc.ca/>

Liste des figures

Figure 1 – L'approche dendrogeomorphologique (d'après Astrade et Bégin, 2003, modifié).

Figure 2 – Les réponses des arbres aux perturbations : a) colonisation des terrasses torrentielles de la fin du Petit Age de Glace dans le torrent des Gats (Drôme) ; b) chute de croissance d'arbres ennoyés du lac Vert (marge proglaciaire du glacier de Miage, massif du Mont Blanc) ; c) racine déchaussée de pin à crochets et modification de la structure anatomique des trachéides suite à la mise à l'air brutale (glissement de terrain des Davids-Bas, vallée de l'Ubaye) ; d) port caractéristique en candélabre d'un mélèze pluri-centenaire décapité par plusieurs avalanche (Souliers, Massif du Queyras) ; e) tronc de mélèze blessé et section avec excroissance se formant sur les bords latéraux de la blessure (versant de chute de pierre Täschgufer, Valais) ; f) plusieurs niveaux de racines adventives sur un peuplier (St. Laurent, Québec) ; g)

formation de bois de compression suite à un basculement (glissement de terrain du Bois Noir, vallée de l'Ubaye); h) rangées tangentielles canaux résinifères traumatiques (mélèze provenant du Täschgufer, Valais) .

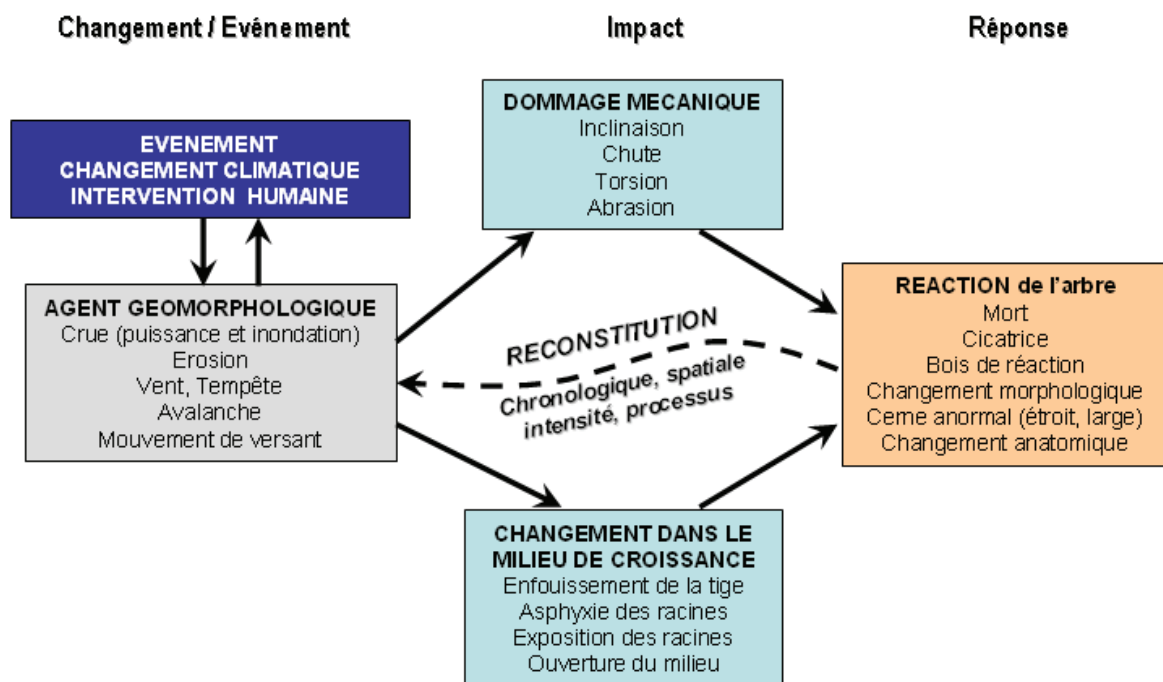
Figure 3 – Torrents et laves torrentielles Markus

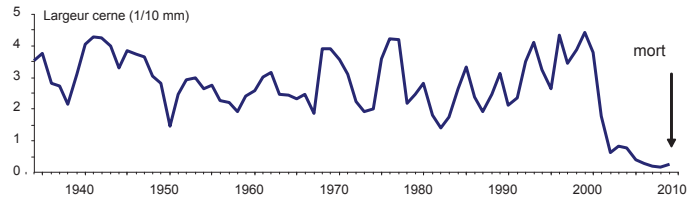
Figure 4 – chute de blocs Markus

Figure 5 – Aperçu du corps du glissement rotationnel des Aiguettes (bassin versant du Riou-Bourdoux, vallée de l'Ubaye) et peuplement de pins à crochets présentant un aspect de « bois ivre ». L'analyse dendrogéomorphologique combinée à une loi de Poisson, a permis de reconstruire, d'une part, la probabilité de réactivation du glissement dans les 50 années à venir. D'autre part, la comparaison avec les données météorologiques montre que cette probabilité augmente de façon significative lorsque le cumul des précipitations dépasse 2900 mm sur 28 mois. 1 : Limite du glissement de terrain, 2 : Niche d'arrachement, 3 : Surface dénudée, 4 : Glissement récent, 5 : Arbres échantillonnés.

Figure 6 – Reconstitution de la chronique des avalanches sur le couloir des Pélerins (vallée de Chamonix) à partir d'une approche dendrogéomorphologique et comparaison avec les données historiques (a). Reconstitution de l'emprise spatiale de l'avalanche de 1924 (b) qui a endommagée les infrastructures des Jeux Olympiques d'hiver (c). 1 : Arbres échantillonnés, 2 : Arbres impactés, 3 : peuplement forestier, 4 : Emprise de la carte de localisation des phénomènes avalancheux (CLPA), 5 : Route National 205 (tunnel du Mont-Blanc), 6 : Dignes de protection pare-avalanches, 7 : Tracé du téléphérique.

Figure 1





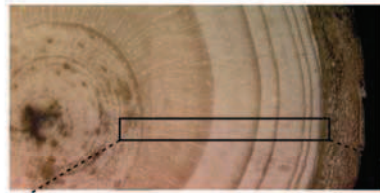
(b)



(c)



(d)



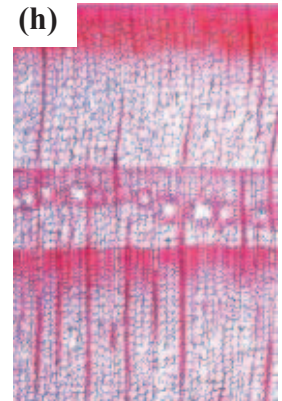
A



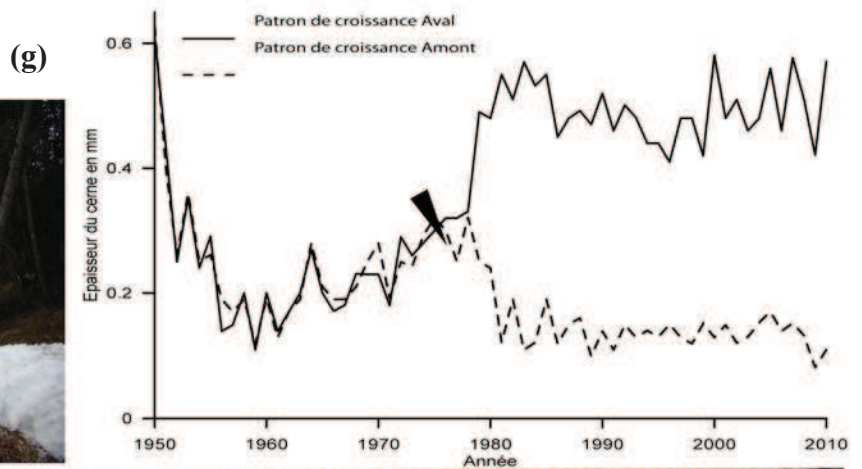
(e)



(f)

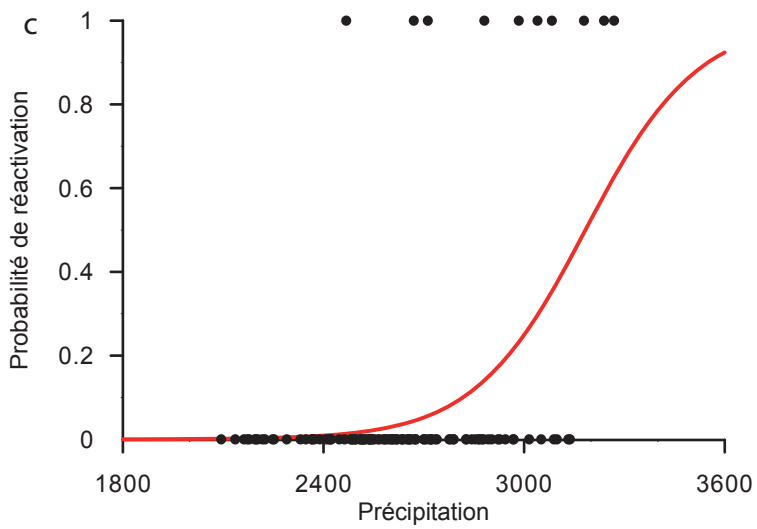


(h)



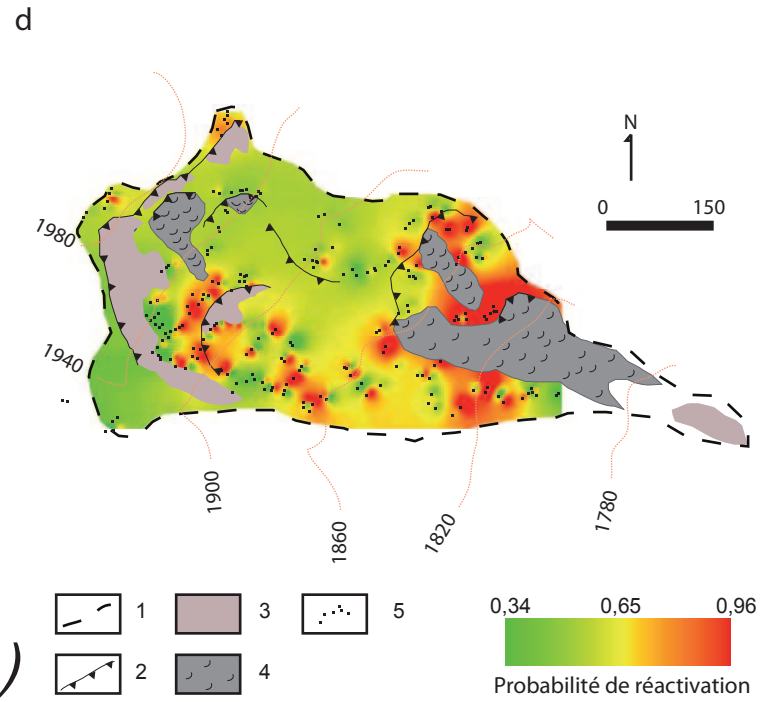
(g)

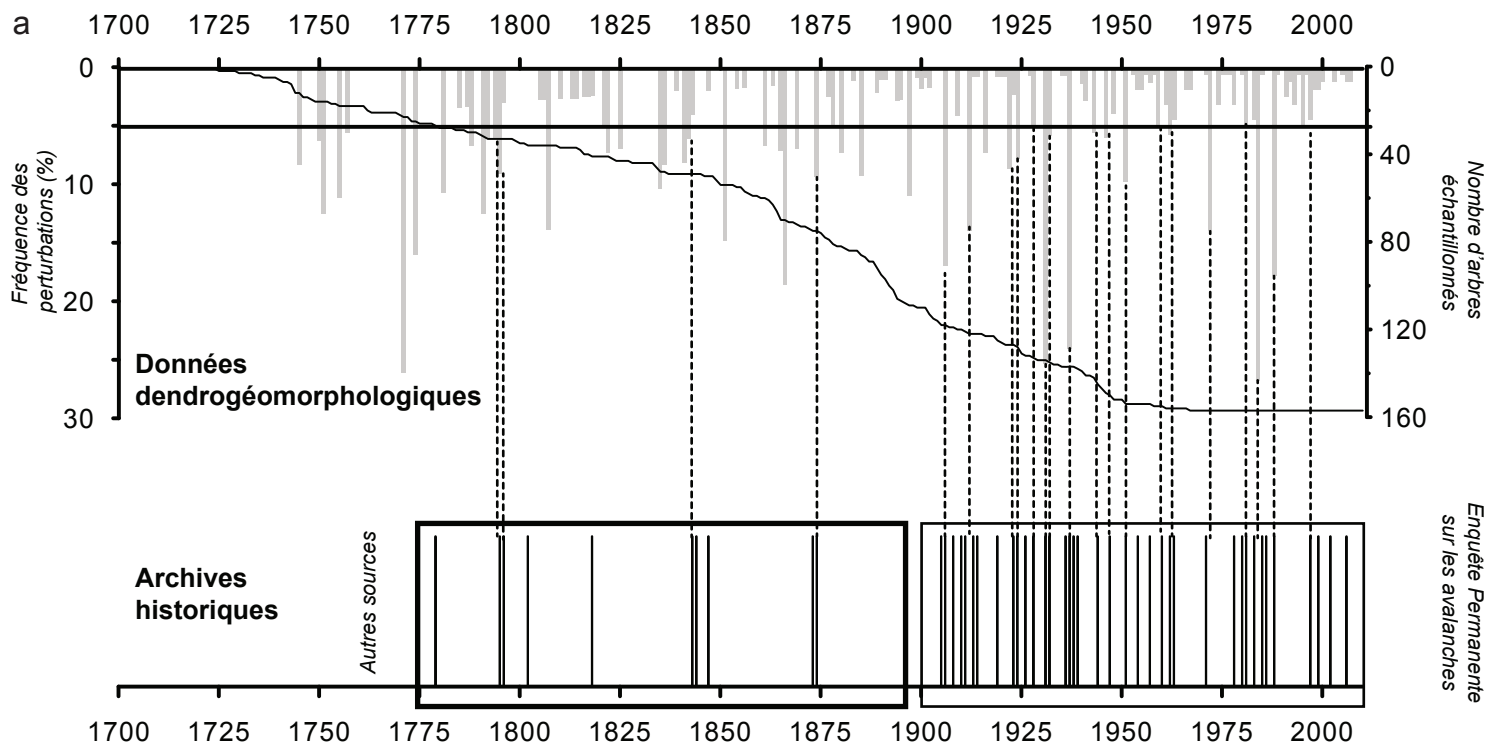




$p = 0,0004 (***)$

$$\text{Prob.} = \frac{e^{(0,006 \cdot X - 19,1)}}{1 + e^{(0,006 \cdot X - 19,1)}}$$

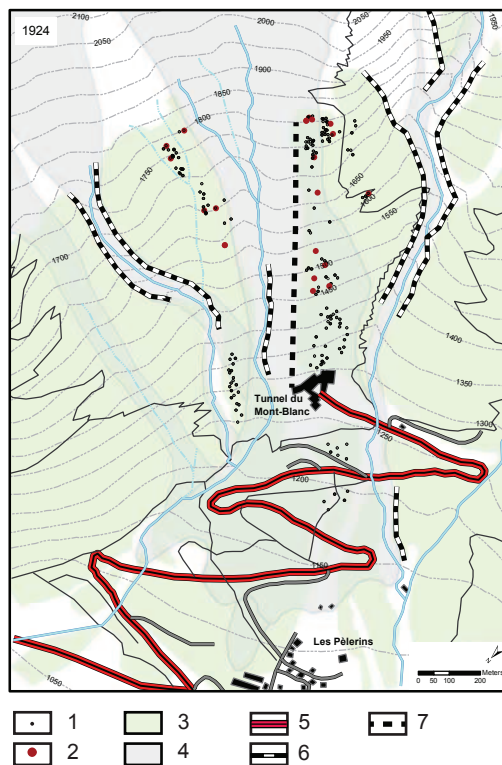




b



c



Chapitre 4: Les résultats

Chapitre 4: Les résultats

Dans une première partie, quatre glissements localisés dans la moyenne vallée de l'Ubaye font l'objet d'une étude détaillée. Basée sur un échantillonnage exhaustif, l'analyse dendrogéomorphologique permettra de :

- (i) reconstruire les réactivations des glissements sur une période de 150 ans,
- (ii) déterminer l'enveloppe spatiale des différentes phases reconstruites,
- (iii) quantifier et cartographier des périodes de retour,
- (iv) cartographier la probabilité de réactivation future pour des périodes variant de 5 à 100 ans,
- (v) dater certaines phases de réactivation avec une résolution saisonnière,
- (vi) établir une relation entre les cumuls de précipitations et les phases de réactivation du glissement de terrain.

Dans un deuxième temps, à partir d'un échantillonnage qualitatif, 9 glissements de terrain supplémentaires sont étudiés afin d'obtenir une chronique temporelle à l'échelle de la moyenne vallée de l'Ubaye.

1. Le glissement rotationnel du Pra Bellon

Les résultats obtenus sur le glissement rotationnel du Pra Bellon ont fait l'objet d'une publication dans la revue *Geomorphology*. Pour plus de détail, l'article est disponible en page 136.

1. a. La répartition de l'échantillonnage

Sur le glissement de terrain du Pra Bellon, l'échantillonnage comporte 1612 carottes qui ont été prélevées sur 403 arbres perturbés. 65 % de la surface totale du glissement est ainsi

couverte par l'échantillonnage (**figure 50**). On dénombre 298 arbres échantillonnés dans le corps principal du glissement de terrain, 56, en amont de SC2 et 49 en amont de SC1. Seul le gradin situé entre SC1 et SC2 n'a pas fait l'objet de prélèvements. Cette absence s'explique par la présence d'une strate arborée à dominance de feuillus. Après interdatation de l'ensemble des échantillons, 156 carottes prélevées sur 53 arbres (13 % du nombre d'arbre total échantillonné) ont été exclues de l'analyse dendrogéomorphologique en raison de corrélations non significatives avec les différents référentiels dendrochronologiques.

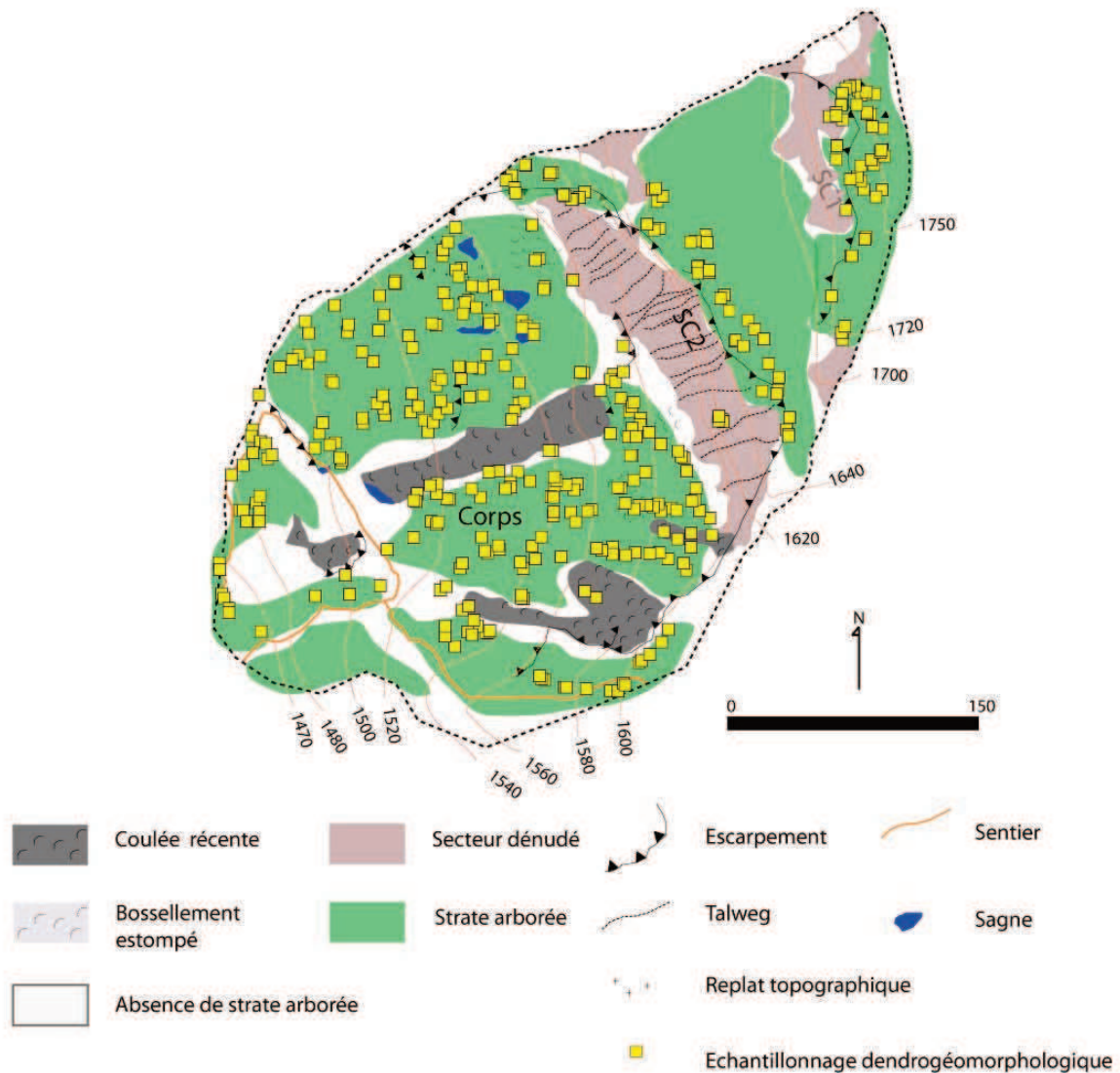


Figure 50. Echantillonnage dendrogéomorphologique réalisé sur le glissement de terrain du Pra Bellon.

1.b. L'âge du peuplement

L'âge moyen du peuplement, déterminé à partir des 350 arbres interdatés, est de 91 ans (écart type de 28 ans). On dénombre 162 cernes pour l'arbre le plus vieux échantillonné sur le glissement et 27 pour le plus jeune. 32 % (110 individus) des arbres échantillonnés dépasse les 100 cernes de croissance. Lorsque l'on observe la distribution spatiale de l'âge du peuplement à l'échelle du glissement de terrain (**figure 51, a**), la répartition est irrégulière.

La matrice forestière est constituée d'arbres dont l'âge est compris entre 50 et 120 ans avec, par endroit, des îlots forestiers plus âgés (supérieur à 120 ans). Ces unités (en moyenne, 2 à 6 arbres) se situent en périphérie du glissement, au niveau des replats topographiques et généralement, à proximité des sagnes. Les vieux arbres sont absents au niveau de SC1 où l'âge des arbres n'excède pas 100 ans.

L'ensemble des classes d'âge sont représentées dans la distribution (**figure 51, b**) ce qui laisse présager d'une colonisation spontanée et progressive du glissement de terrain depuis 1880.

1.c. Les perturbations de croissance

Après avoir préparé les échantillons, l'analyse de l'ensemble des séries de croissances interdatés sur le glissement de terrain du Pra Belon a permis d'identifier un total de 704 perturbations de croissances (PC).

Au total 448 réductions de croissance (63 % de la totalité) ont été mises en évidence. Le bois de compression représente 31 % des per-

turbations identifiées (222 PC). La formation de tissu calleux consécutive à une blessure a été observée dans 6 % des échantillons (34 PC). La première PC est datée de 1860 (**figure 52, b**). Cependant, cette perturbation n'a pas été assimilée à une réactivation puisqu'elle est observée sur un seul individu.

1.d. La chronologie des phases de réactivation

Au total, depuis 1911, 30 années dépassent les seuils précédemment définis pour It ($> 2\%$) et PC (>5) (**figure 52 a, b**). 17 phases de réactivation majeures ont été identifiées en 1915, 1917, 1936, 1941, 1947, 1961, 1971, 1977, 1979, 1990, 1995, 1997, 1998, 2001, 2002, 2004 et 2005. Pour toutes ces années, It est supérieur à 5 % et des PC sont observées sur au moins 10 arbres (A) (**figure 52, a, b**).

Les années 1881, 1907, 1911, 1919, 1921, 1925, 1940, 1942, 1946, 1951, 1955, 1960 et 1993 présentent un It compris entre 2 et 5 % avec la présence de PC sur au moins 5 arbres. Pour ces années (**tableau 4**), l'indice de Moran varie de -0.03 en 1881 (ce qui indique

Année	IM	Distribution
1881	-0.03	Dispersée
1907	0.05	Dispersée
1911	0.14	Agrégée
1919	0.21	Agrégée
1921	0.13	Agrégée
1925	0.02	Dispersée
1940	0.14	Agrégée
1942	0.06	Dispersée
1946	-0.01	Dispersée
1951	0.01	Dispersée
1955	-0.01	Dispersée
1960	-0.01	Dispersée
1993	0.13	Agrégée

Tableau 4. **Indice de Moran (IM) et distribution.**

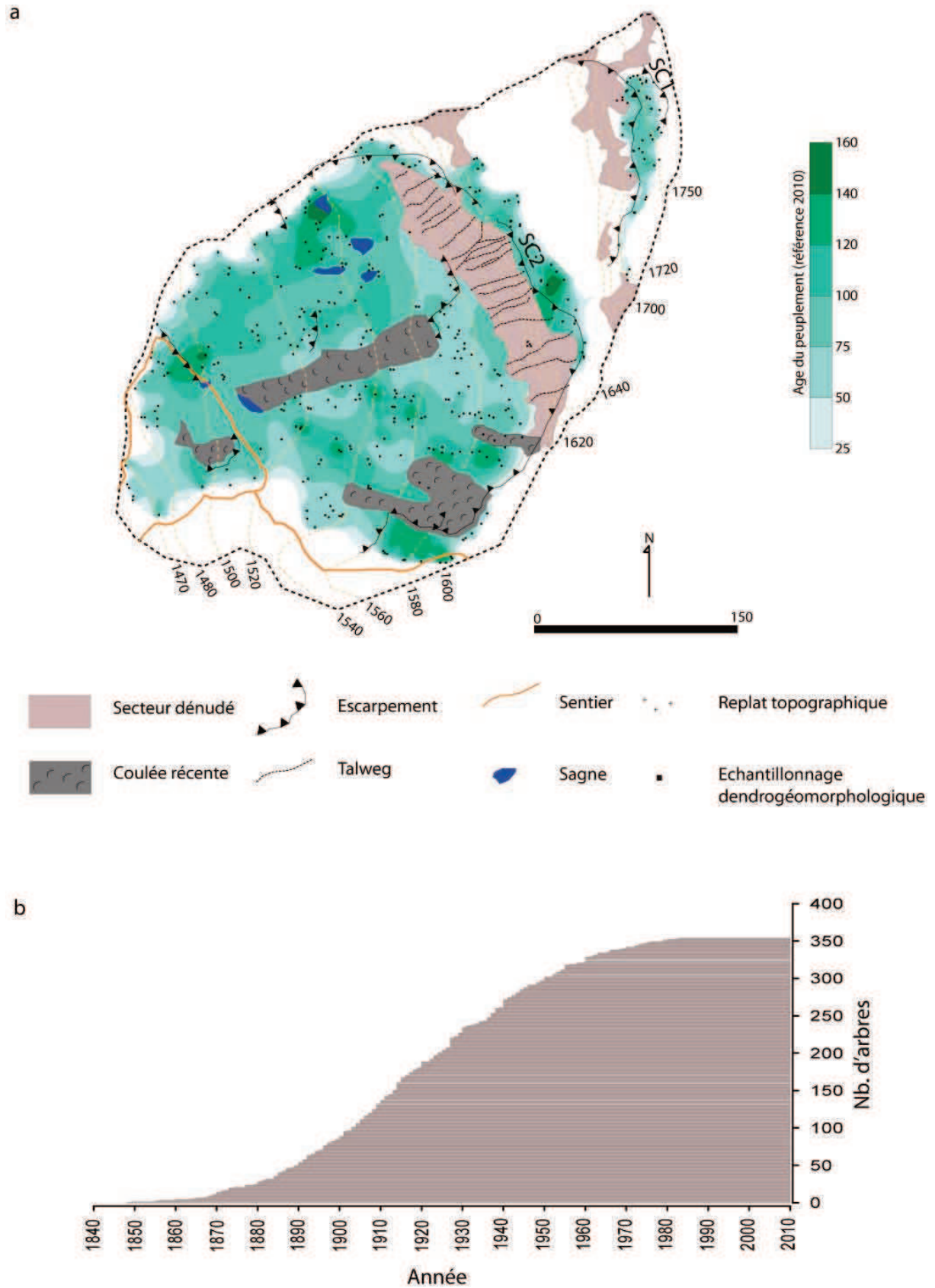


Figure 51. Structure de l'âge du peuplement sur le glissement de terrain du Pra Bellon (a) et nombre d'arbres vivants pour chaque année (b).

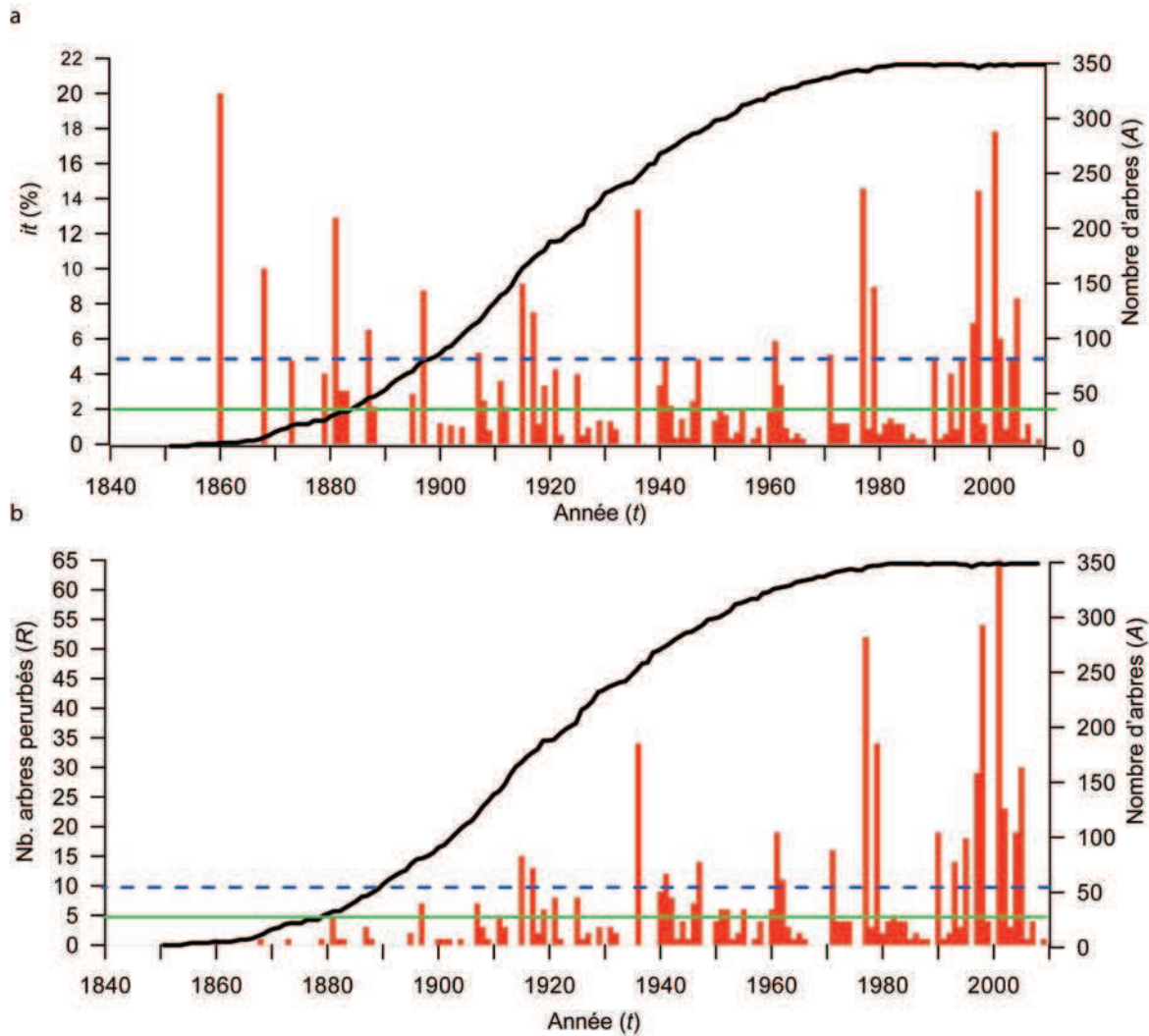


Figure 52. **Indice It (a) et nombre d'arbres perturbés (R) (b) sur la période 1840-2011.** En pointillé bleu, le seuil minimal défini ($It > 5\%$ et $R > 10$) pour qu'un événement soit considéré comme majeur. En vert continu, le seuil minimal défini ($2 < It < 5$ et $R > 5$) pour qu'un événement puisse être considéré comme mineur.

une distribution dispersée des arbres perturbés) à 0.21 en 1919 (distribution agrégée des arbres perturbés). Ainsi, 1911, 1919, 1921, 1940 et 1993, sont considérées comme des années de réactivation car les PC présentent

une agrégation significative. Au contraire, en 1881, 1907, 1925, 1942, 1946, 1951, 1955 et 1960, les PC présentent une distribution dispersée. Ces années sont considérées comme du bruit et sont donc exclues de la reconstruc-



Figure 53. **Reconstruction dendrogéomorphologique des phases de réactivation du glissement du Pra Bellon.**

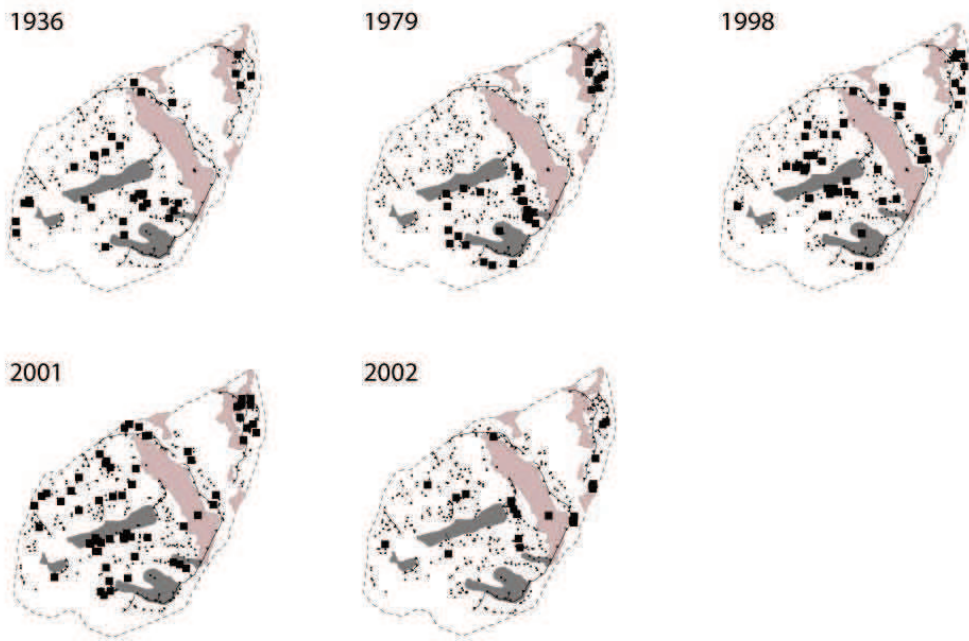
tion dendrogéomorphologique, tout comme les 172 PC restantes. Au final, 534 PC (75 % des 704 PC interdatées) ont été conservées. Un total de 22 phases de réactivation a été reconstruit pour le glissement de terrain du Pra Bellon depuis 1911 (**figure 53**). Seule la réactivation de 1971 est confirmée par la littérature.

1.e. Les emprises spatiales des phases de réactivation

La cartographie des arbres perturbés au cours des 22 phases de réactivation reconstruites sur le glissement de terrain du Pra Bellon (**figure 54**) permet de caractériser 4 types de réactivation :

- (i) les réactivations majeures, (1936, 1979, 1998, 2001 et 2002) : les arbres perturbés se situent à proximité de SC1 et SC2 et dans le corps du glissement de terrain,
- (ii) les réactivations du corps du glissement en 1961, 1977, 1990, 1997 et 2005,
- (iii) les réactivations mineures observées en 1915, 1917, 1941, 1947, 1971 et 1995 perturbent des arbres sur une surface inférieure à 2 hectares, et
- (iv) les réactivations locales de 1911, 1919, 1921, 1940, 1993 et 2004, ont une emprise inférieure 0.2 hectares.

Répartition spatiale 1



Répartition spatiale 2

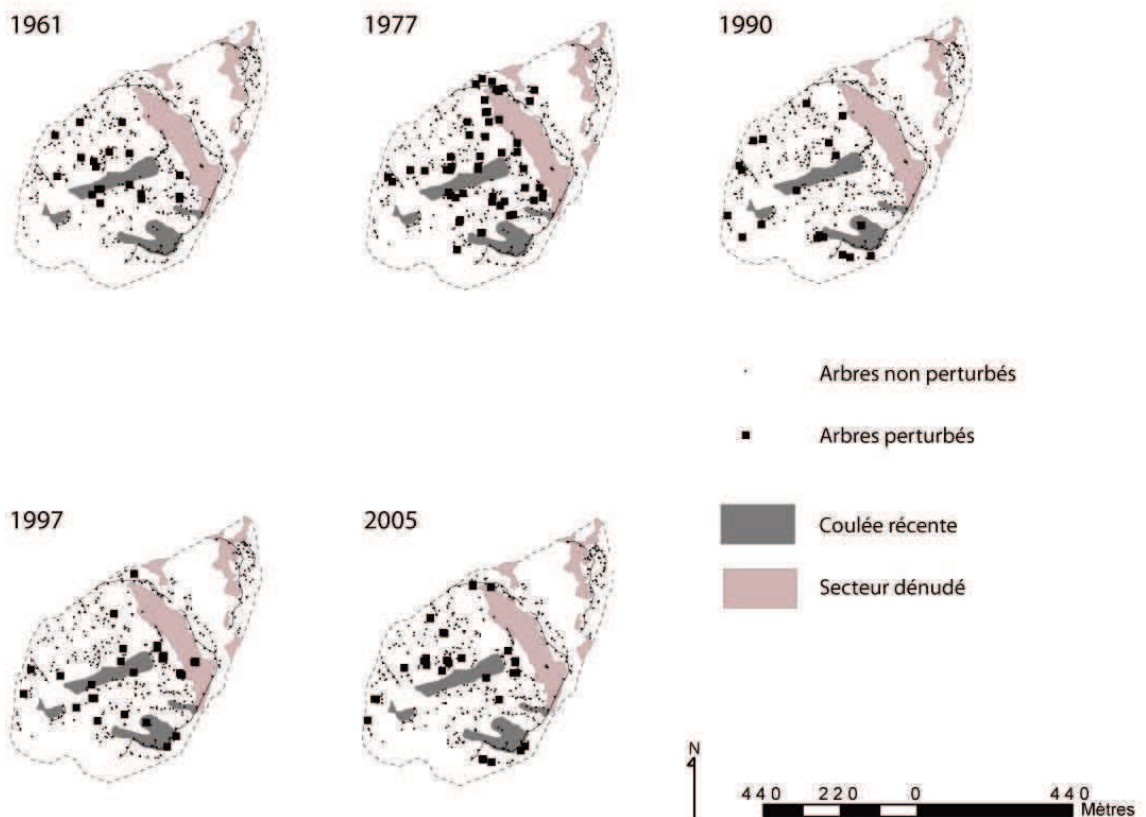
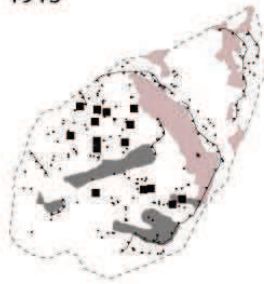


Figure 54. Les emprises spatiales des phases de réactivation du glissement de terrain du Pra Bellon.

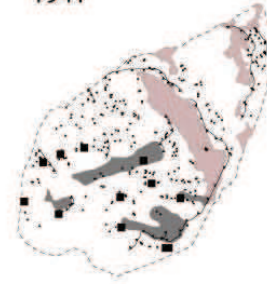
Répartition spatiale 3
1915



1917



1941



1947



1971



1995



- Arbres non perturbés
- Arbres perturbés
- Coulée récente
- Secteur dénudé

Répartition spatiale 4

1911



1919



1921



1940



1993



2004



Figure 54 (suite). Les emprises spatiales des phases de réactivation du glissement de terrain du Pra Bellon.

1.f. La fréquence décennale et la période de retour

Sur le plan temporel, pour la période 1910-2010, la fréquence moyenne est de 2,2 phases de réactivation (écart type : 1,8 phases) par décennie (**figure 55**). Cette fréquence décennale varie de 0 pour les décennies 1950-1959 et 1980-1989 à 5 phases de réactivation pour la période 1990-2000. L'évolution au cours des 100 dernières années montre :

- (i) une décennie 1910-1919 très instable avec 2 évènements tous les 5 ans,
- (ii) une succession de 7 décennies (1920-1989) peu actives, avec 1,2 évènements par décennie en moyenne,
- (iii) puis, depuis 1990, une nouvelle période d'instabilité observée, avec 4,5 évènements par décennie.

Sur le plan spatial, la cartographie du nombre de réactivations enregistré par chaque arbre (**figure 56, a**) montre la surface réduite des secteurs stables au cours des 100 dernières années. Ainsi, la majorité de la surface du glissement présente au moins une réactivation et plus de 3 évènements sont, la plupart du temps, observés dans la partie centrale du corps du glissement.

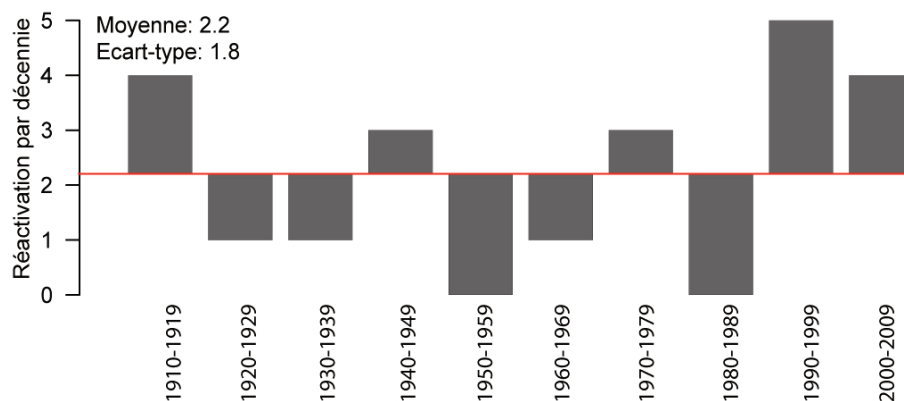


Figure 55. Fréquence décennale pour la période 1910-2009.

La cartographie de la période de retour (**figure 56, b**) met en évidence:

- (i) une période de retour inférieure à 65 ans: dans la partie centrale du glissement, quelques îlots sur la partie Est de SC2, et en partie aval au niveau du front du glissement,
- (ii) une période de retour supérieure à 65 ans en périphérie du corps du glissement de terrain avec des périodes de retour maximale souvent supérieure à 100 ans.
- (iii) une période de retour supérieure à 120 ans au niveau des replats topographiques.

On peut noter, aussi, une période de retour élevée en amont de SC1 et SC2, révélatrice d'une activité modérée à proximité des escarpements.

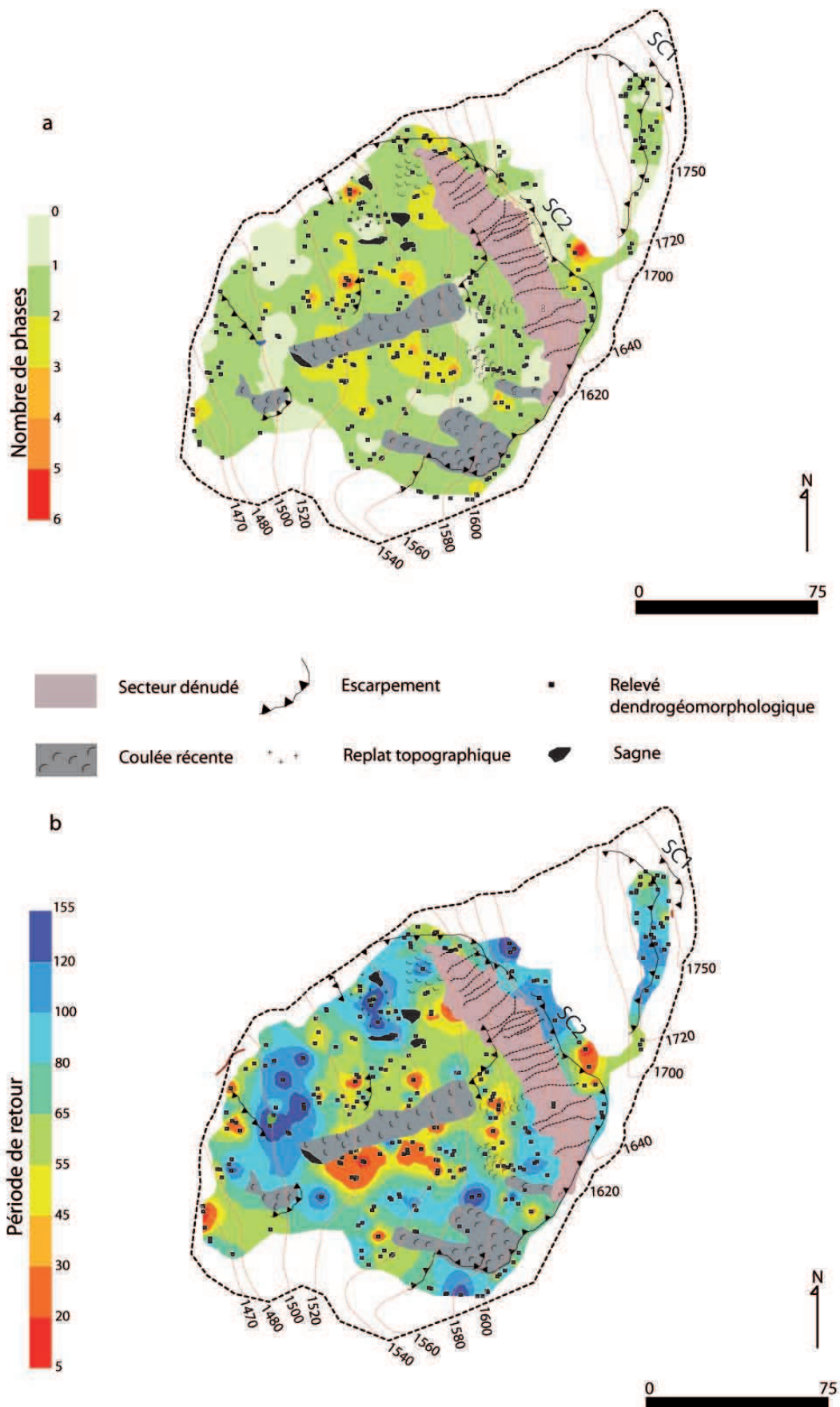


Figure 56. La cartographie du nombre de réactivations par arbre (a) et de la période de retour (b) sur le glissement de terrain du Pra Bellon.

1.g. La cartographie de la probabilité de réactivation

La période de retour individuelle des 350 arbres a été convertie en probabilités d'occurrence au moyen d'une loi de Poisson. La cartographie obtenue après interpolation (**figure 57**) permet de quantifier les probabilités de réactivation pour des intervalles de temps de 5 ans (**figure 57, a**), 20 ans (**figure 57, b**), 50 ans (**figure 57, c**) et 100 ans (**figure 57, d**). Logiquement, la probabilité de réactivation du glissement de terrain du Pra Bellon est maximale dans la partie centrale du corps du glissement. Elle varie de 0.13 dans les 5 années à venir est de 0.94 au cours des 100 prochaines années. En périphérie, la probabilité de réactivation est inférieure: elle ne dépasse pas 0.61 pour les 100 prochaines années.

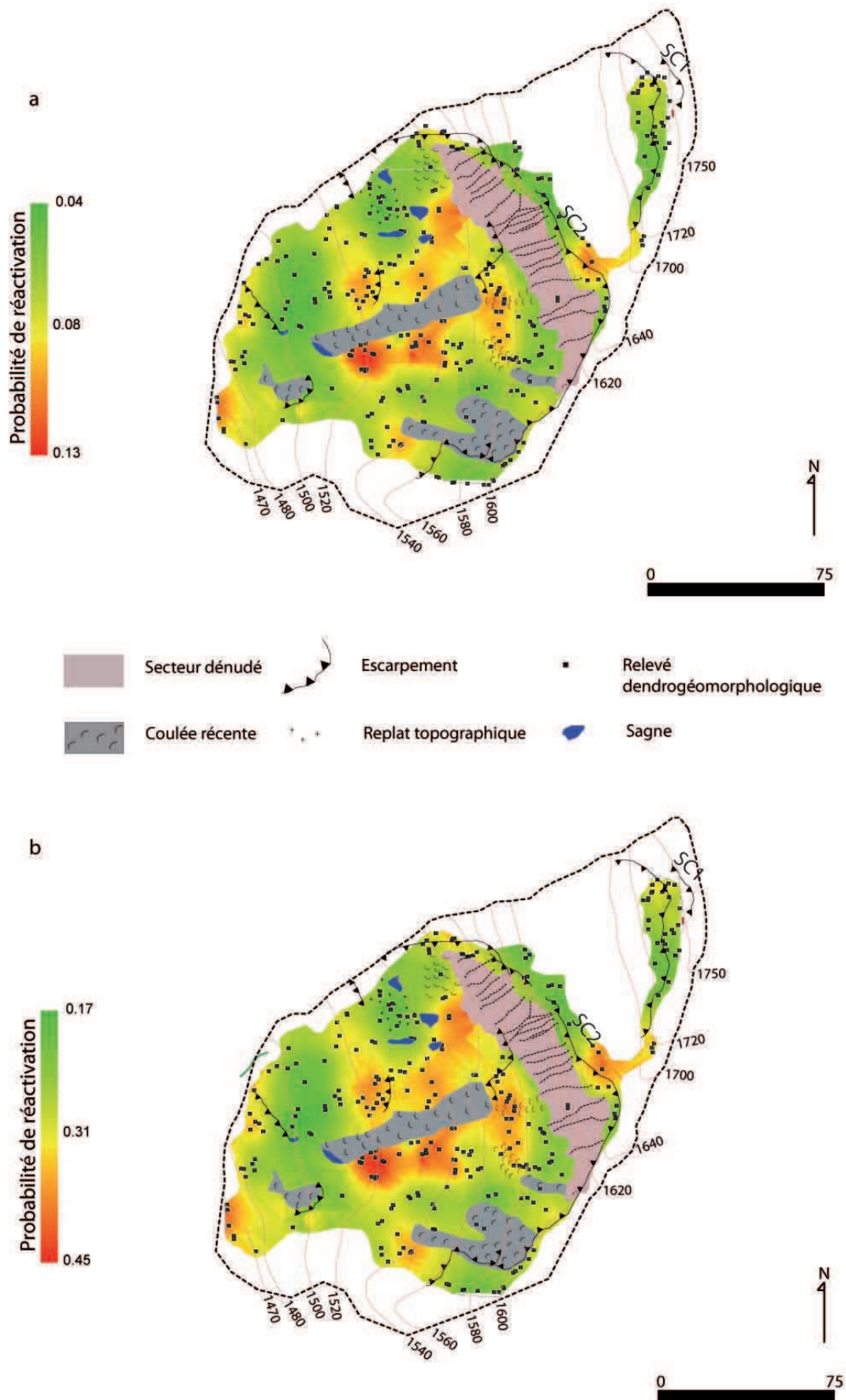


Figure 57. La cartographie de la probabilité de réactivation dans les 5 (a) et 20 ans (b) à venir.

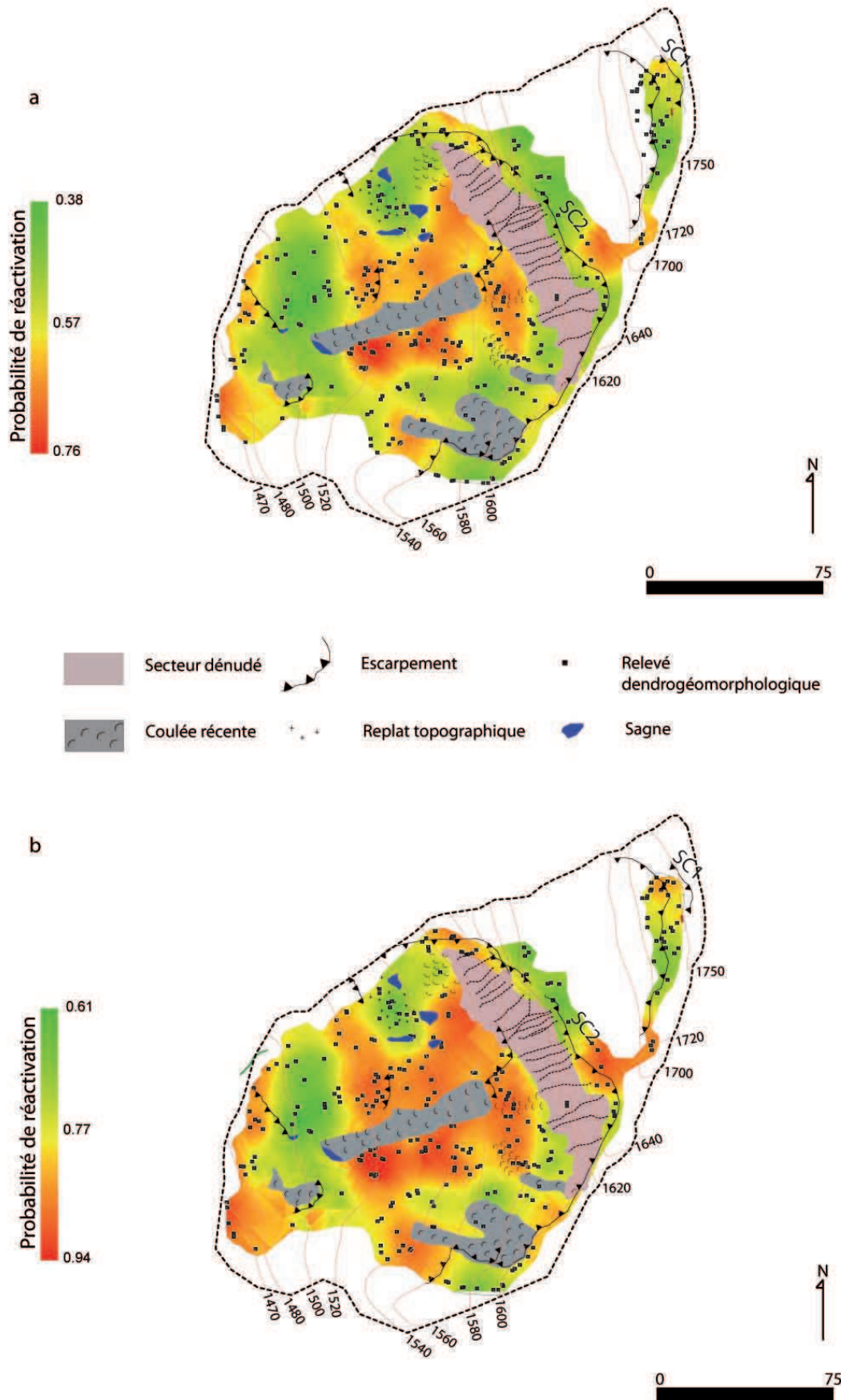


Figure 57 (suite). La cartographie de la probabilité de réactivation dans les 50 (a) et 100 ans (b) à venir.

1.h. La formation saisonnière du bois de compression

L'analyse de la position intra-cerne du bois de compression a été utilisée pour déterminer la saison du basculement. Le **tableau 5** présente la répartition des 534 PC interdatées pour chacune des 22 phases de réactivations reconstruites. Ainsi, pour les années 1915, 1917, 1936, 1947, 1961, 1971, 1977, 1993, 1995, 1997 et 2001, la position du BC dans le cerne (un réplica de 5 cernes est nécessaire) permet de dater la réactivation avec une précision saisonnière. D'après cette répartition, la majorité des BC se forme dès le BIP. En considérant la chronologie de formation d'un cerne de croissance et un éventuel délai de formation du bois de compression, on admet un bas-

culement de l'arbre entre le mois d'octobre de l'année n-1, et le mois d'avril pour les années 1915, 1917, 1936, 1947, 1961, 1971, 1977, 1993, 1995, 1997 et 2001. En 1911, 1919, 1921, 1940, 1941, 1979, 1990, 1998, 2002, 2004 et 2005, la prédominance des réductions de croissance ne permet pas de dater les réactivations avec une résolution saisonnière.

1.i. La relation entre les réactivations et les précipitations mensuelles

En utilisant les périodes de basculement déterminées (§ 1.h) en fonction de la position intra-cerne du bois de compression et en prenant en compte un éventuel délai entre les précipitations et la réactivation du glissement de terrain, il est possible de déterminer le rôle

Année (n)	PC (n)	RC (n)	BC (n)	BIP (%)	BIT (%)	BF (%)	Précision de la reconstruction
2005	30	30	0	0	0	0	Annuelle
2004	19	17	2	100	0	0	Annuelle
2002	23	22	1	0	100	0	Annuelle
2001	65	51	14	93	7	0	Octobre 2000-Avril 2001
1998	54	52	2	100	0	0	Annuelle
1997	30	21	9	55	22	23	Octobre 1996-Avril 1997
1995	19	4	15	66	20	14	Octobre 1994-Avril 1995
1993	14	8	6	100	0	0	Octobre 1992-Avril 1993
1990	20	14	6	50	16	34	Annuelle
1979	34	24	10	20	40	40	Annuelle
1977	55	33	22	56	22	22	Octobre 1976-Avril 1977
1971	19	4	15	66	14	20	Octobre 1970-Avril 1971
1961	21	13	8	75	25	0	Octobre 1960-Avril 1961
1947	15	10	5	100	0	0	Octobre 1946-Avril 1947
1941	14	12	2	50	50	0	Annuelle
1940	9	8	1	100	0	0	Annuelle
1936	42	22	20	90	10	0	Octobre 1935-Avril 1936
1921	9	7	2	50	50	0	Annuelle
1919	6	6	0	0	0	0	Annuelle
1917	15	10	5	100	0	0	Octobre 1916-Avril 1917
1915	16	7	9	89	11	0	Octobre 1914- Avril 1915
1911	5	1	4	50	0	50	Annuelle
total	534	376	158				

Tableau 5. **La formation saisonnière du bois de compression.**

PC : Perturbation de croissance; RC : Réduction de croissance; BC : Bois de compression; BIP : Bois initial précoce; BIT : Bois initial tardif; BF : Bois final.

Prédicteur	Valeur p	Significatif	A	B
juin (n-1)	0,21			
juillet (n-1)	0,21			
août (n-1)	0,0352	*	0,018	-3,83
septembre (n-1)	0,202			
octobre (n-1)	0,01	*	0,012	-3,84
novembre (n-1)	0,02	*	0,012	-3,72
décembre (n-1)	0,04	*	0,013	-3,37
janvier (n)	0,64			
février (n)	0,17			
mars (n)	0,73			
avril (n)	0,62			
décembre (n-1), janvier, février, mars, avril (n)	0,00725	**	0,0071	-4,03
août (n-1) + septembre (n-1) + octobre (n-1) + novembre (n-1) + décembre (n-1)	0,0008	***	0,015	-9,7

Tableau 6. Paramètres des modèles de régressions logistiques.

Le tableau propose la valeur de p , l'intercepte (A), la pente (B) obtenues pour chacun des prédicteurs mensuels et saisonniers analysés. Pour chaque régression la significativité est représentée avec $p < 0,001$ (***), $p < 0,01$ (**), $p < 0,05$ (*), $p < 0,1$ (.).

des précipitations mensuelles sur les réactivation.

L'arbre de régression de l'analyse CART met en évidence le rôle des précipitations estivales et automnales dans la réactivation. En particulier, une relation significative est observée entre le cumul des précipitations des mois d'août (n-1), septembre (n-1), octobre (n-1), novembre (n-1) et décembre (n-1) et la réactivation du glissement. Ainsi, lorsque le cumul est supérieur à 522 millimètres, le modèle classe correctement 97 % des années sans déclenchement. La probabilité que le modèle classe correctement les années avec déclenchements est de 60 %.

Plusieurs modèles de régression logistique ont été testés (tableau 6) en utilisant comme prédicteur unique, les cumuls de précipitations mensuels, saisonniers et annuels. Cette analyse confirme le rôle primordial du cumul des précipitations des mois d'août à décembre (n-1), dans la réactivation du glissement de terrain du Pra Bellon préalablement observé lors de l'analyse CART. Les précipitations hivernales (décembre (n-1), janvier, février, mars et avril (n)) jouent également un rôle dans le déclenchement mais la significativité

de la régression est moindre. Le meilleur modèle Logit (figure 58) est obtenu avec les cumuls de précipitation d'août à décembre (n-1) :

Logit (π_i) = $\beta_0 + \beta_j$ (précipitation des mois d'août, septembre, octobre, novembre, décembre n-1)

Où $\beta_0 = -9.7$ et $\beta_j = 0.016$

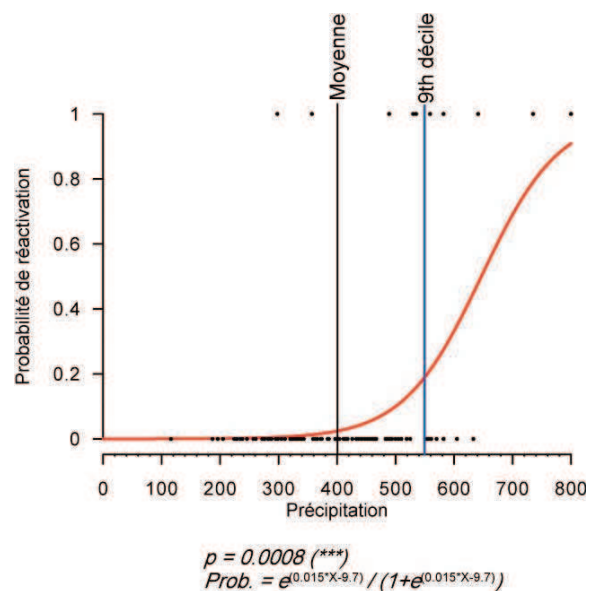


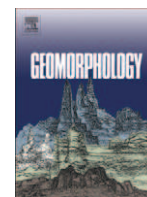
Figure 58. Modèle Logit obtenu avec les cumuls des précipitations d'août à décembre (n-1)

Ainsi, la probabilité de réactivation pour le glissement de terrain du Pra Bellon est de 19 % lorsque le cumul des précipitations d'août à décembre (n-1) dépasse 550 millimètres. Cette valeur correspond au neuvième décile de la distribution des précipitations pour la période 1910-2003. La probabilité atteint 50 % lorsque le cumul de précipitations dépasse 650 millimètres.



Contents lists available at SciVerse ScienceDirect

Geomorphology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/geomorph

Probability maps of landslide reactivation derived from tree-ring records: Pra Bellon landslide, southern French Alps

Jérôme Lopez Saez^{a,*}, Christophe Corona^a, Markus Stoffel^{b,c}, Philippe Schoeneich^d, Frédéric Berger^a

^a Cemagref UR EMGR, 2 rue de la papeterie, BP 76 F-38402 Saint-Martin d'Hères Cedex, France

^b Laboratory of Dendrogeomorphology (dendrolab.ch), Institute of Geological Sciences, University of Bern, Baltzerstrasse 1 +3, CH-3012 Bern, Switzerland

^c Climatic Change and Climate Impacts, Institute for Environmental Sciences, University of Geneva, 7, chemin de Drize, CH-1227 Carouge-Geneva, Switzerland

^d Institut de Géographie Alpine, Laboratoire Politiques publiques, Action Politique, Territoires (PACTE) UMR 5194 du CNRS, Université Joseph Fourier, 14 bis avenue Marie Reynoard, 38 100 Grenoble, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 26 May 2011

Received in revised form 24 August 2011

Accepted 31 August 2011

Available online xxx

Keywords:

Dendrogeomorphology

Landslide return period

Poisson distribution model

Probability maps

ABSTRACT

Probability maps of landslide reactivation are presented for the Pra Bellon landslide located in the southern French Alps based on results obtained with dendrogeomorphic analysis. Spatiotemporal patterns of past landslide activity was derived from tree-ring series of 403 disturbed mountain pine trees growing in the landslide body. In total, 704 growth disturbances were identified in the samples indicating 22 reactivation phases of the landslide body between 1910 and 2011. The mean return period was 4.5 years. Given the spatiotemporal completeness of the reconstruction, probabilities of landslide reactivation were computed and illustrated using a Poisson distribution model and for 5, 20, 50, and 100 years. Probability of landslide reactivation is highest in the central part of the landslide body and increases from 0.13 for a 5-year period to 0.94 for a 100-year period. Conversely, probabilities of reactivation are lower at its margins. The proposed method differs from conventional approaches based on statistical analyses or physical modeling that have demonstrated to have limitations in the prediction of spatiotemporal reactivation of landslides. Our approach is, in contrast, based on extensive data on past landslides and therefore allowed determination of quantitative probability maps of reactivation derived directly from the frequency of past events. This approach is considered a valuable tool for land managers in charge of protecting and forecasting people and their assets from the negative effects of landslides as well as for those responsible for land use planning and management. It demonstrates the reliability of dendrogeomorphic mapping that should be used systematically in forested shallow landslides.

© 2011 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Each year, mass movements cause considerable financial damage to alpine societies (Hilker et al., 2009). They repeatedly destruct settlements, disrupt transportation corridors, or even lead to the loss of life. Global statistics show that damage from landslides has risen for the last 30 years in mountain areas (Alexander, 2008). This trend is linked both to an increase in the occurrence of hazardous events and to larger populations living in constantly growing Alpine settlements (Petrascheck and Kienholz, 2003). In addition, extensive records of landslide activity (Guzzetti et al., 1994; Floris and Bozzano, 2008) show that new slides are, in many cases, consequent upon partial or complete reactivation of existing landslide bodies. A need therefore exists for the documentation of past events and elaboration of site-specific landslide reactivation maps indicating the degree of

stability of specific areas as well as providing information on the probability of landslide reactivation (Varnes, 1984).

Methods available for the assessment of probabilities of landslide reactivation have been reviewed by Aleotti and Chowdhury (1999). In the past, two independent approaches have been traditionally used: (i) analysis of the potential for slope failure and (ii) a statistical treatment of past landslide events. The first approach takes account of present slope conditions and evaluates the potential for instability (e.g., Corominas and Moya, 2008). The second approach, which is in line with the objectives of this paper, obviates the causes of instability and analyses the frequency of past events, considered to be repetitive, to derive probabilities of reactivation (Brabb, 1984).

As complete as possible landslide records covering multiple decades are normally needed to perform a reliable probabilistic analysis, but such data is not normally available with satisfying spatial resolution over long enough timescales and as a continuous record (Claessens et al., 2006; Thiery et al., 2007; Corominas and Moya, 2008). Estimates were derived from archives such as narrations, paintings, engravings and other artwork, terrestrial or aerial photographs, remote sensing series, or incidental statements (Brunsdon et al., 1976; Hovius et al., 1997;

* Corresponding author.

E-mail addresses: jerome.lopez@cemagref.fr, jerome.lopezsaez@gmail.com (J. Lopez Saez).

Martin et al., 2002). The temporal window of the record seldom spans more than a few decades and rarely covers centuries. In addition and even more importantly, archival data on landslides usually lack spatial completeness, resolution, and precision and invariably emphasize events that caused damage to human structures. At the same time, they tend to underestimate failures, even large ones that took place in areas that have been unpopulated in the past (Guzzetti et al., 1994; Ibsen and Brunsden, 1996; Carrara et al., 2003).

In order to compute accurate probability maps of landslide reactivation at the local scale, available for disaster prevention and generation of risk maps, an approach is thus required that offers both an adequate temporal and spatial resolution. On shallow landslide bodies covered with tree stands, dendrogeomorphology may allow such a reconstruction of landslide reactivation with the desired resolution through the analysis of growth disturbances contained in tree-ring records (Alestalo, 1971; Stoffel et al., 2010). Indeed, trees suffering from superficial and slow movements may survive reactivation events and conserve evidence of topping, tilting (or S-shaped stems), scarring, or root breakage in their increment rings (Carrara and O'Neill, 2003; Stefanini, 2004). As tree-ring series provide a continuous record over the lifespan of the tree and, collectively, over the lifespan of the sampled population (Procter et al., 2011), they offer a unique spatiotemporal resolution of past activity. Nevertheless, no attempts have been undertaken so far to use the spatial distribution of

disturbed trees as a source of information for the quantification and mapping of probabilities of future landslide reactivation.

The purpose of this study therefore is to map the probability of landslide reactivation for a site in the Ubaye valley (French Alps) using dendrogeomorphic techniques. Through an exhaustive sampling of 403 mountain pines (*Pinus uncinata* Mill. ex Mirb), we (i) reconstruct a chronology of past landslide reactivations; (ii) evaluate its accuracy and compare the data with historical archives; (iii) determine the spatial extent of past events; (iv) derive a high resolution landslide return period map; and finally (v) quantify and map the probability of landslide reactivation for the coming 5, 20, 50, and 100 years using a Poisson distribution model.

2. Study site

The Pra Bellon landslide (44°25' N., 6°37' E.; Fig. 1A) is located in the Riou-Bourdoux catchment, a tributary of the Ubaye River and on the north-facing slope of the Barcelonnette basin, 3 km north of Saint-Pons (Alpes de Haute-Provence, France). The Riou-Bourdoux catchment has been considered the most hazardous area in France (Delsigne et al., 2001) and is well known for its extensive mass movement activity. The history of hydrogeomorphic processes in the wider case-study area has been documented extensively (Braam et al., 1987), and activity seems to date back to at least the fifteenth century

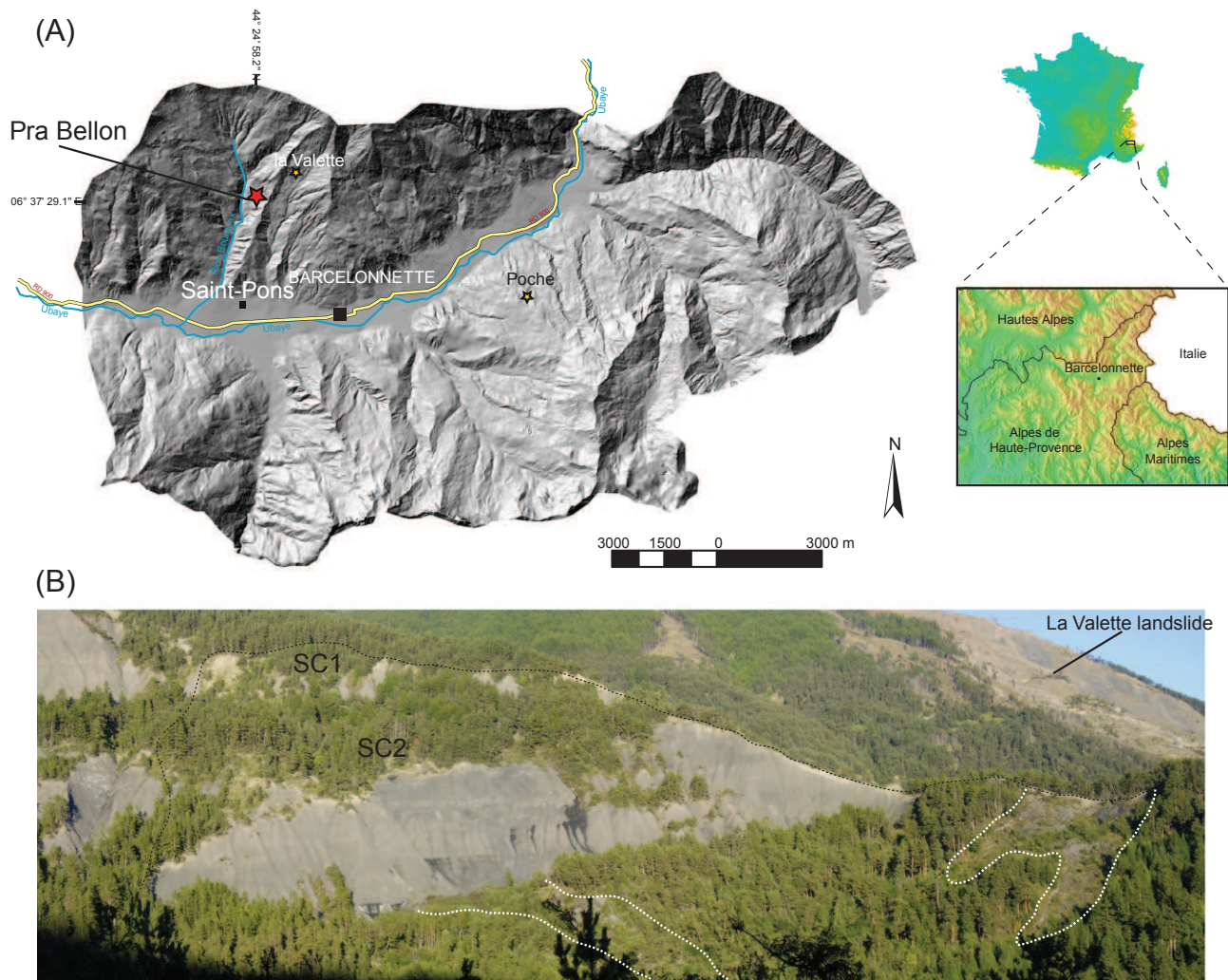


Fig. 1. (A) The Pra Bellon landslide is located in the southern French Alps, in the Ubaye valley, near the village of Saint-Pons. (B) View of the two main scarps (SC1 and SC2) and of the landslide body. The black dotted line delimits the landslide area. The white dotted line delineates two recent earthflows.

when the area was almost completely deforested (Weber, 1994). Restoration activities in the Riou-Bourdoux catchment started in 1868 and are still ongoing under the supervision of the RTM services (Flez and Lahousse, 2003). Extensive records of debris flow activity exist for the Pra Bellon catchment, but conversely, for the Pra Bellon landslide, only one landslide event has been inventoried in spring 1971 (Delsigne et al., 2001).

The Pra Bellon landslide is 175 m long, 450 m wide (32 ha), and has a depth varying between 4 and 9 m. Its elevation ranges from 1470 to 1750 m asl and the volume of the body has been estimated at $1.5\text{--}2 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Weber, 1994; Stien, 2001). The rotational landslide is a slump characterized by a 1.5-m-thick top moraine layer underlain by a weathered and unsaturated black marl layer (thickness 5–6 m), which overlies bedrock of unweathered marl (Mulder, 1991). Colluvium consists of 60–80% silt, 10–35% clay, and 0–10% sand (Mulder, 1991) and is very sensitive to mass movement (Antoine, 1995; Meunier et al., 1995). In dry conditions, black marls are quite solid and able to absorb large quantities of water, but soften considerably when wet. Landslide activity at Pra Bellon was considered the consequence of (i) a discontinuity between the moraine deposits and black marls favoring slope movements (Dehn and Buma, 1999); (ii) high groundwater levels in the weathered marl layer and the temporal occurrence of a perched water table in the top moraine deposits (Caris and van Asch, 1991); (iii) microtectonics, forming a potential sliding surface and guiding fragmentation and weathering (Maquaire et al., 2003).

The study site is characterized by irregular topography with a mean slope angle of about 20°. Two main scarps (SC) delineate the

head of the landslide (Fig. 1B): SC1, located at around 1720 m asl, is 3 m high and partly colonized by trees; SC2, located at around 1640 m asl, is 20 m high, with a slope angle of 70°, and completely void of vegetation. On the landslide body, four recent earthslides and several minor internal scarps and cracks are clearly visible and presented in Fig. 1.

P. uncinata has a competitive advantage on these dry, matrix-poor soils (Dehn and Buma, 1999; Fig. 1B) and form nearly homogeneous forest stands outside the surfaces affected by the scarps and recent earthflows. The tilted and deformed *P. uncinata* trees also clearly indicate that the Pra Bellon landslide has been affected by multiple reactivations in the past.

The climate at the study site is dry and Mediterranean with strong interannual rainfall variability. According to the HISTALP data set (Eftymiadis et al., 2006), precipitation at the gridded point closest to the Pra Bellon landslide (44°25' N., 6°35' E.) is $895 \pm 154 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$ for the period 1800–2003. Rainfall can be violent, with intensities exceeding 50 mm h^{-1} , especially during frequent summer storms (Flageollet, 1999). Mean annual temperature is 7.5 °C with 130 days of freezing per year (Maquaire et al., 2003).

3. Material and methods

3.1. Reconstruction of landslide events with tree-ring series

Dendrogeomorphic techniques have been used to date landslide events in several ways. Tree age may supply a first but important

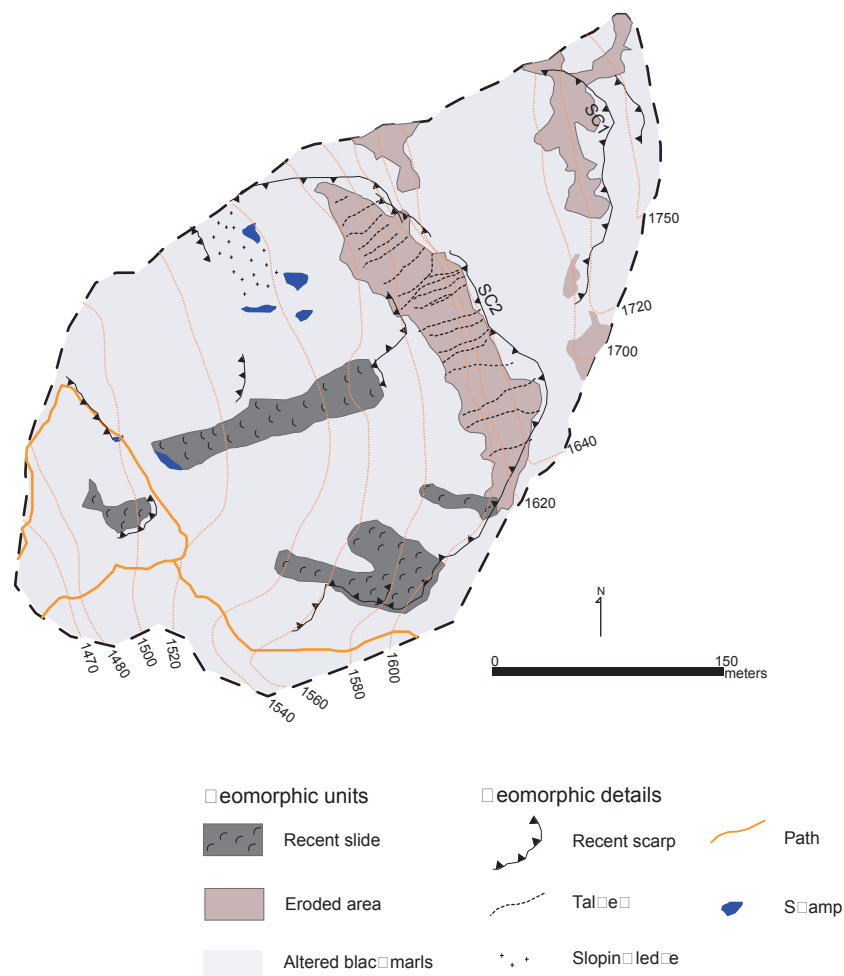


Fig. 2. Geomorphologic map. Adapted from Utasse (2009), and modified after personal observations.

information as the oldest undisturbed tree on a landslide body will provide a minimum age of movement (Carrara and O'Neill, 2003). The approach using tree age on landslide surfaces is not new and extends back to the late nineteenth century when McGee (1893) and Fuller (1912) aged movements in Tennessee and along the Mississippi River.

A more complex analysis of landslide movement involves the interpretation of growth disturbances in annual ring series of trees affected by landslide activity (Carrara and O'Neill, 2003). The earliest dendrogeomorphic studies of landslides date back to Alestalo (1971), and the method has been used ever since extensively in the United States (e.g., Reeder, 1979; Hupp, 1983; Osterkamp et al., 1986; Williams et al., 1992; Carrara and O'Neill, 2003), in Canada (Butler, 1979), but also in Quebec (Bégin and Filion, 1988). In Europe, tree rings have been used to reconstruct the frequency and landslides reactivation in the French (Braam et al., 1987; Astrade et al., 1998) and Italian Alps (Fantucci and McCord, 1995; Fantucci and Sorriso-Valvo, 1999; Santilli and Pelfini, 2002; Stefanini, 2004), in the Spanish Pyrenees (Corominas and Moya, 1999), and in the Flemish Ardennes (Belgium; Van Den Eeckhaut et al., 2009).

3.2. Collection and preparation of samples

Analysis of past landslide activity started with the geomorphic mapping (Fig. 2) where geomorphic units were combined with

geomorphic details associated with past activity. The map was realized on the basis of previous work (Stien, 2001; Utasse, 2009) and with the help of a detailed GPS field survey.

Based on an outer inspection of the stem, *P. uncinata* trees obviously influenced by past landslide activity were sampled. Normally, four cores per tree were extracted: two in the supposed direction of landslide movement (i.e., upslope and downslope cores) and two perpendicular to the slope. To gather the greatest amount of data on past events, trees were sampled within the tilted segment of the stems. To avoid misinterpretation, trees growing in sectors influenced by processes other than landslide or anthropogenic activity (silviculture) were disregarded systematically for analysis.

A total of 403 *P. uncinata* trees (Fig. 3) were sampled with 1563 increment cores. For each tree, additional data were collected including (i) tree height; (ii) diameter at breast height (DBH); (iii) visible defects in tree morphology, and particularly the number of knees; (iv) position of the extracted sample on the stem; and (v) photographs of the entire tree. The GPS coordinates with <1 m accuracy were recorded for each tree sample using a Trimble GeoExplorer. In addition, 20 undisturbed trees located above SC1 and showing no signs of landslide activity or other geomorphic processes were sampled to build a reference chronology. Two cores per tree were extracted in this case parallel to the slope direction and systematically at breast height. This reference chronology represents common variations of tree growth at the site (Cook and Kairiukstis, 1990) and enables

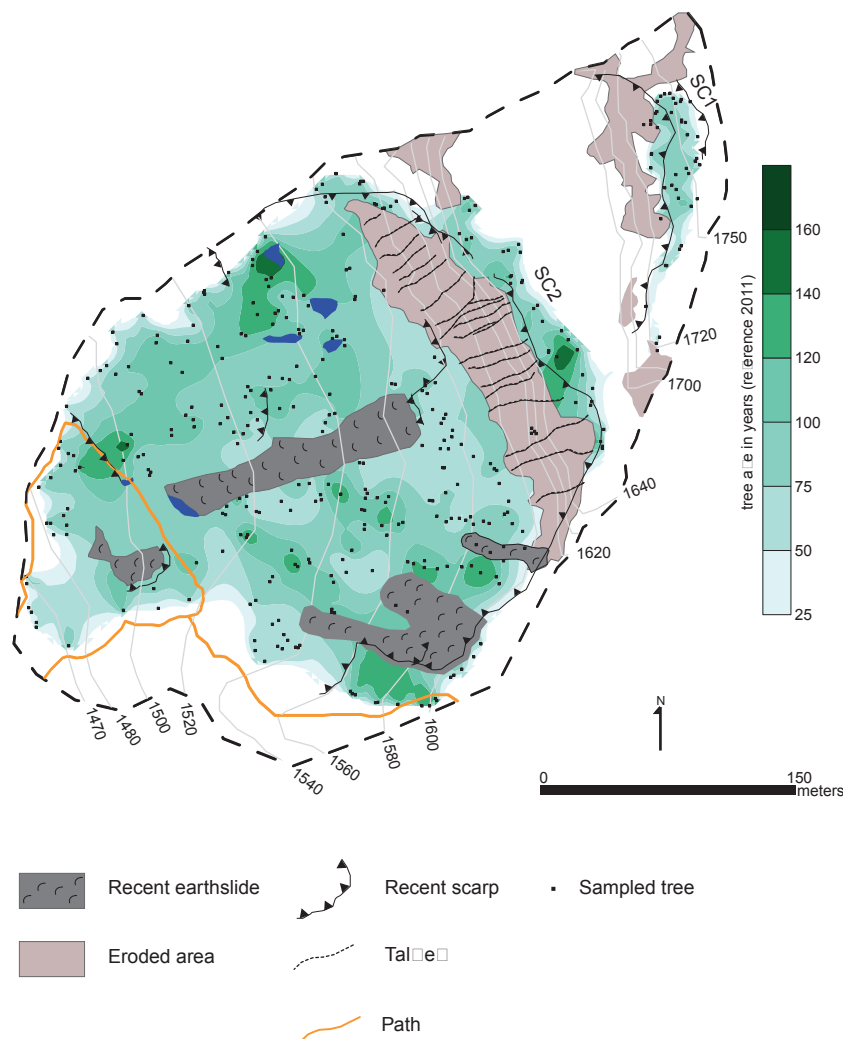


Fig. 3. Location and mean age of the 350 *P. uncinata* Mill. Ex. Mirb trees sampled at the Pra Bellon landslide. Interpolation was performed using geostatistical analyst (ESRI, 2005) and inverse distance weighted method.

precise cross-dating and age correction of the cores sampled on the landslide body.

The samples obtained in the field were analyzed and data processed following standard dendrochronological procedures (Bräker, 2002; Stoffel and Bollschweiler, 2008). Single steps of surface analysis included sample mounting on a slotted mount, sample drying, and surface preparation by finely sanding the upper core surface up to grit size 600. In the laboratory, tree rings were counted and ring widths measured to the nearest 0.01 mm using a digital LINTAB positioning table connected to a Leica stereomicroscope and TSAP-Win Scientific software (Rinntech, 2009). The reference chronology was developed based on the growth curves of the undisturbed trees using the ARSTAN software (Cook, 1985). The two measurements of each reference tree were averaged, indexed, and detrended using a double detrending procedure (Holmes, 1994) with a negative exponential curve (or linear regression) and a cubic smoothing spline function (Cook and Kairiukstis, 1990). The quality of the cross-dating was evaluated using COFECHA (Holmes, 1983) as well as the graphical functions of TSAPWin (Rinntech, 2009). Growth curves of the samples of disturbed trees were then compared with the reference chronology to detect missing, wedging, or false rings and to identify reactions to mechanical stress. As no significant correlation was found between the reference chronology and 156 cores from 53 affected trees (13%), these trees were not considered for further analysis.

3.3. Sign of disturbance in the tree-ring record

Landslide movement induces several kinds of growth disturbances (GD) to trees, most commonly in the form of an abrupt reduction in annual ring width and/or the formation of compression wood on the tilted side of the stem. A reduction in annual ring width over several years is interpreted as damage to the root system, loss of a major limb, or a partial burying of the trunk resulting from landslide activity (Carrara and O'Neill, 2003). In this study, growth-ring series had to exhibit (i) a marked reduction in annual ring width for at least five consecutive years such that (ii) the width of the first narrow ring was 50% or less of the width of the annual ring of the previous year.

The onset of compression wood is interpreted as a response to stem tilting induced by landslide pressure. Tilted trees try to recover straight geotropic growth (Mattheck, 1993) through the development of asymmetric growth rings, i.e., formation of wider annual rings with smaller, reddish-yellow colored cells with thicker cell walls (so-called compression wood; Timell, 1986) on the tilted side and narrow (or even discontinuous) annual rings on the opposite side of the tree (Panshin and De Zeeuw, 1970; Carrara and O'Neill, 2003). Finally, the formation of callus tissue was interpreted as a reaction to the corrosion of tree stems by the debris that causes damage and scars (Hupp, 1983).

3.4. Age structure of the stand

The age structure of the stand was approximated by counting the number of tree rings of selected trees (87% of the sampled population) and visualized after an "inverse distance weighted" interpolation using ArcGIS 9.3 (ESRI, 2005). Interpolations were performed using an ellipse-shaped search including data from 10 to 15 neighboring weighted points within each of its four sectors. The same method was used for the return period and probability maps.

However, because trees were not sampled at their stem base and the piths or innermost rings of several trees were rotten, the age structure is biased and does not reflect inception germination dates. Nonetheless, it provides valuable insights into major disturbance events at the study site with reasonable precision.

3.5. Dating of events

Determination of events was based on the number of samples showing GD in the same year and on the distribution of affected trees on the landslide body (Bollschweiler et al., 2008). To avoid overestimation of GD within the tree-ring series in more recent years because of the larger sample of trees available for analysis, we used an index value (I_t) as defined by Shroder (1978) and Butler and Malanson (1985):

$$I_t = \left(\frac{\sum_{i=1}^n (R_t) / \sum_{i=1}^n (A_t)}{n} \right) \times 100 \quad (1)$$

where R is the number of trees showing a GD as a response to a landslide event in year t , and A is the total number of sampled trees alive in year t . Following disturbance by an initial event, a tree may not necessarily yield useful data on additional events for some time (i.e., a tree may already be forming a narrow band of annual rings such that a subsequent disturbance would not be detected); this is why I was adjusted to only take account of trees with a useful record for year t (Carrara and O'Neill, 2003).

In this study, a minimum of 10 trees exhibiting a response (e.g., Dubé et al., 2004; Corona et al., 2010) was required for an event to be dated so as to avoid an overestimation of relative response numbers resulting from a low number of trees early in the record (e.g., Dubé et al., 2004). In order to minimize the risk that GD caused by other (geomorphic) processes could mistakenly be attributed to a landslide event and to take into account the sampling size, the chronology of past events was also based on $I_t \geq 5\%$.

However, the strictness of these thresholds and the large sample size may induce a misclassification of minor events. To avoid misclassification, the yearly patterns of disturbed trees for years with $2\% \leq I_t < 5\%$ and GD in at least five trees were carefully examined. Using geographical coordinates, trees were placed into a geographical information system (GIS; ArcGIS 9.3; ESRI, 2005) as geo-objects, and years of GD were linked as attributes to each single tree. We computed autocorrelations (feature similarity) based on the location and values of trees with the ArcGIS pattern analysis module (ESRI, 2005) and calculated yearly Moran indices (Moran, 1950) to evaluate whether the pattern of disturbed trees was clustered, dispersed, or random. A Moran index value near 1 indicates clustering, while a value near -1 indicates dispersion. The Z scores and p -values were used to indicate the significance of individual Moran index values. Random and dispersed patterns were disregarded from the reconstruction, whereas years with clustered patterns were considered as minor or spatially limited events.

3.6. Calculation of landslide return periods and probabilities of reactivation

Traditionally, the return period designates the mean time interval at which a material reaches a given point in an avalanche path (McClung and Schaerer, 1993; Corona et al., 2010). Frequency is usually expressed in years as a 'return period' (i.e., 1/frequency). By analogy, individual tree return periods (R_p) were calculated for the Pra Bellon landslide from GD frequency f for each tree T as follows (Reardon et al., 2008):

$$f_T = GD_T / A_T \quad (2)$$

where GD represents the number of growth disturbances detected in the tree T , and A the total number of years tree T was alive. Because of the exhaustive sampling and effectiveness of the dendrogeomorphic reconstruction, this approach was adapted to determine landslide return period.

Complete landslide records covering a long timespan may be used to perform probabilistic analyses (Corominas and Moya, 2008). The theoretical probability of a landslide to occur at Pra Bellon was modeled using a Poisson distribution (Crovello, 2000; Guzzetti, 2000; Corominas and Moya, 2008). This model was applied to many other hazard processes besides landslides, for example, earthquakes, floods, tsunamis, volcanoes, and storms (Crovello, 2000). The Poisson model allows determination of future landslide probability based on the assumption (Guzzetti et al., 2005) that (i) the number of landslide events that occurs at disjoint time intervals is independent; (ii) the probability of an event occurring in a very short time is proportional to the time interval; (iii) the probability of more than one event in a short time interval is negligible; (iv) the probability distribution of the number of events is the same for all time interval of fixed lengths; and (v) the mean recurrence of events will remain the same in the future as it was observed in the past. Based on the above consideration, the probability (p) for an event with a return period (T) to occur in a given number of years N (fixed to 5, 10, 20, and 100 years) was computed as follows:

$$p = 1 - \text{Exp}(-N/T). \quad (3)$$

According to this distribution, the probability P for a centennial event to occur during the next 100 years is, for example, 0.63.

4. Results

4.1. Age structure of the stand and growth disturbances

Pith age data from 350 *P. uncinata* trees sampled at Pra Bellon suggest an average age of the sample of 91 ± 28 years. Only one-third of

Table 1

Yearly Moran Indices and corresponding patterns computed for years with $5\% > I_t > 2\%$ and $GD > 5$.

Year	Moran's index	Distribution
1881	-0.03	Dispersed
1907	0.05	Dispersed
1911	0.14	Clustered
1919	0.21	Clustered
1921	0.13	Clustered
1925	0.02	Dispersed
1940	0.14	Clustered
1942	0.06	Dispersed
1946	-0.01	Dispersed
1951	0.01	Dispersed
1955	-0.01	Dispersed
1960	-0.01	Dispersed
1993	0.13	Clustered

the trees (32%) is older than 100 years with the oldest tree selected for analysis showing its first ring at sampling height in 1848; the youngest tree reached sampling height in 1983. As can be seen in Fig. 3, the distribution of tree ages is heterogeneous and the forest matrix is constituted by trees aged between 50 and 100 years with patches of old trees (>120 years) scattered within the matrix. According to the tree-ring data, individual old trees were present since the mid-nineteenth century and progressively colonized the landslide body.

A total of 704 GD related to a past landslide event was identified in the 350 *P. uncinata* trees. The most common reaction to landslide events was in the form of abrupt growth reductions with 63% of all GD (448 GD). The onset of compression wood (222 GD, 31%)

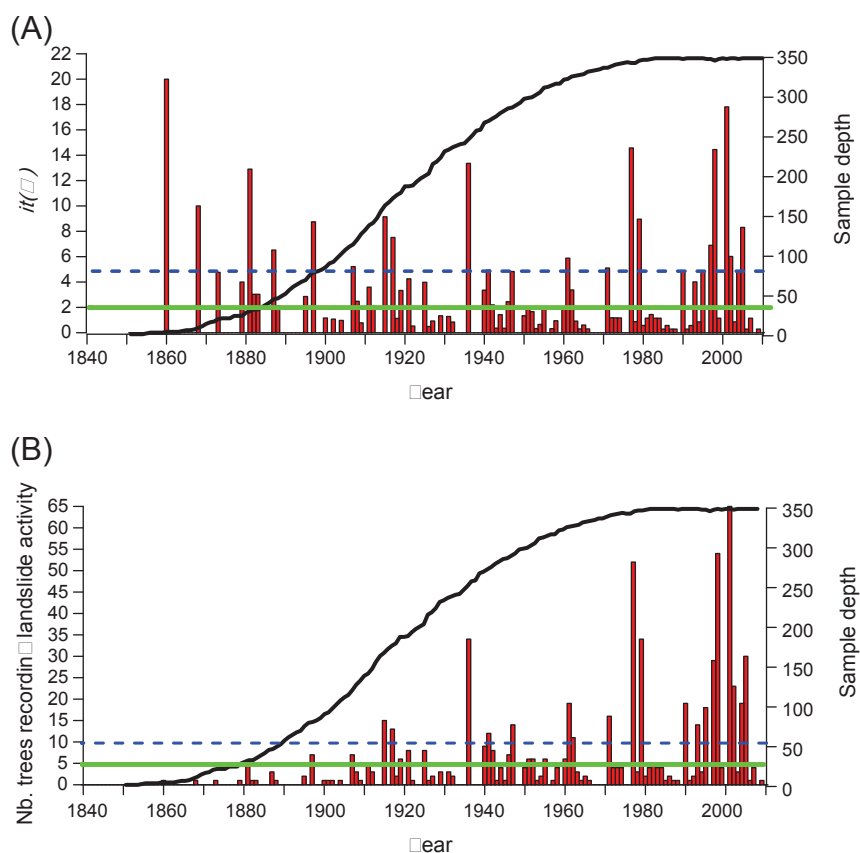


Fig. 4. Event response histograms showing landslide-induced growth disturbances (GD) from sampled trees. (A) Percentage of trees and (B) total number of trees responding to a damage event. Blue (green) horizontal dotted lines demarcates in (A) the 5% (2%) sample depth thresholds, and in (B) the $n = 10$ ($n = 5$) tree threshold. The black line shows the sample depth (i.e., the total number of trees alive in each year). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Major events

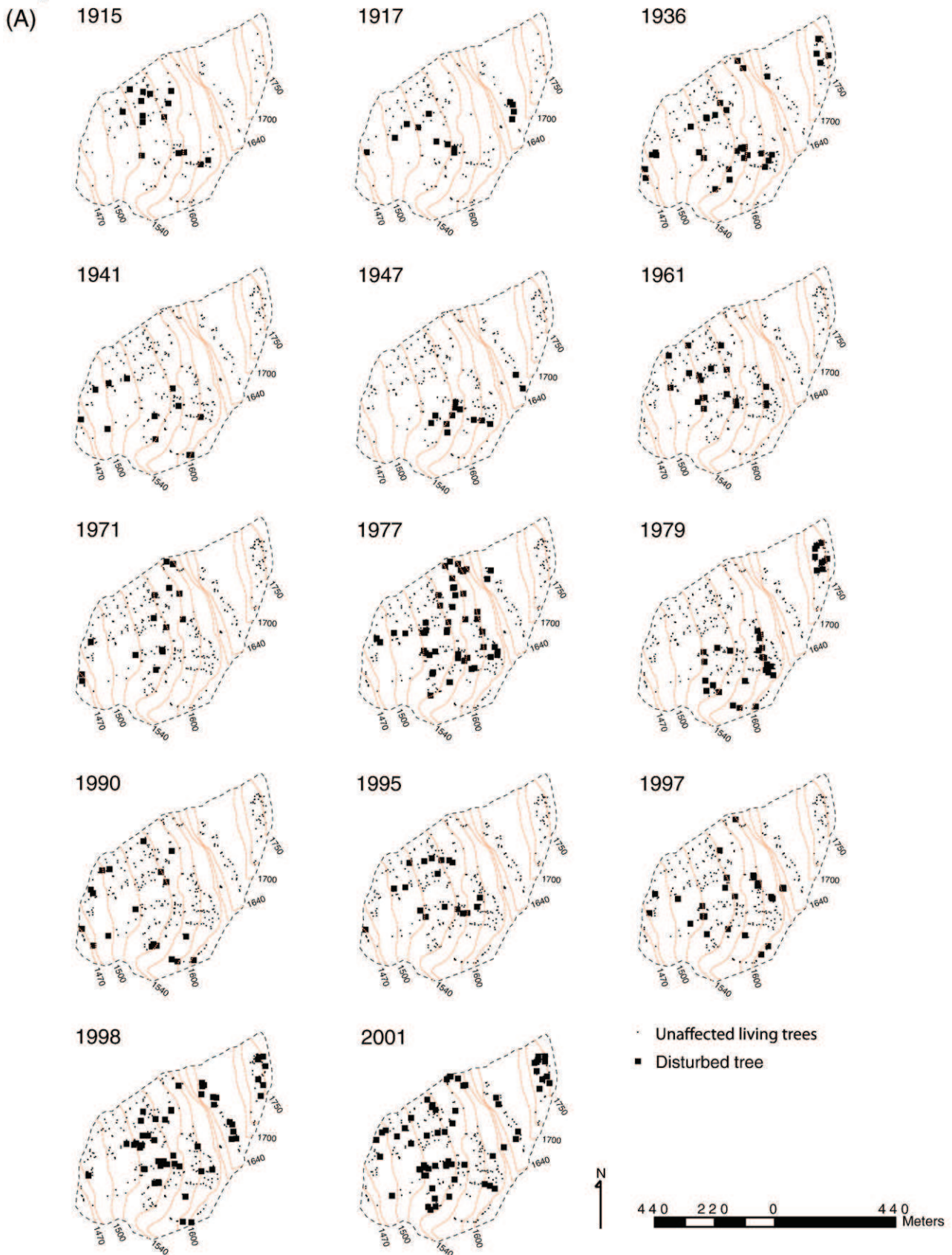


Fig. 5. Event-response maps showing the Pra Bellon landslide for each of the reconstructed reactivation events. Large dots indicate trees disturbed by the mass movement; small dots represent trees that are alive but not affected by the reactivation.

Major events

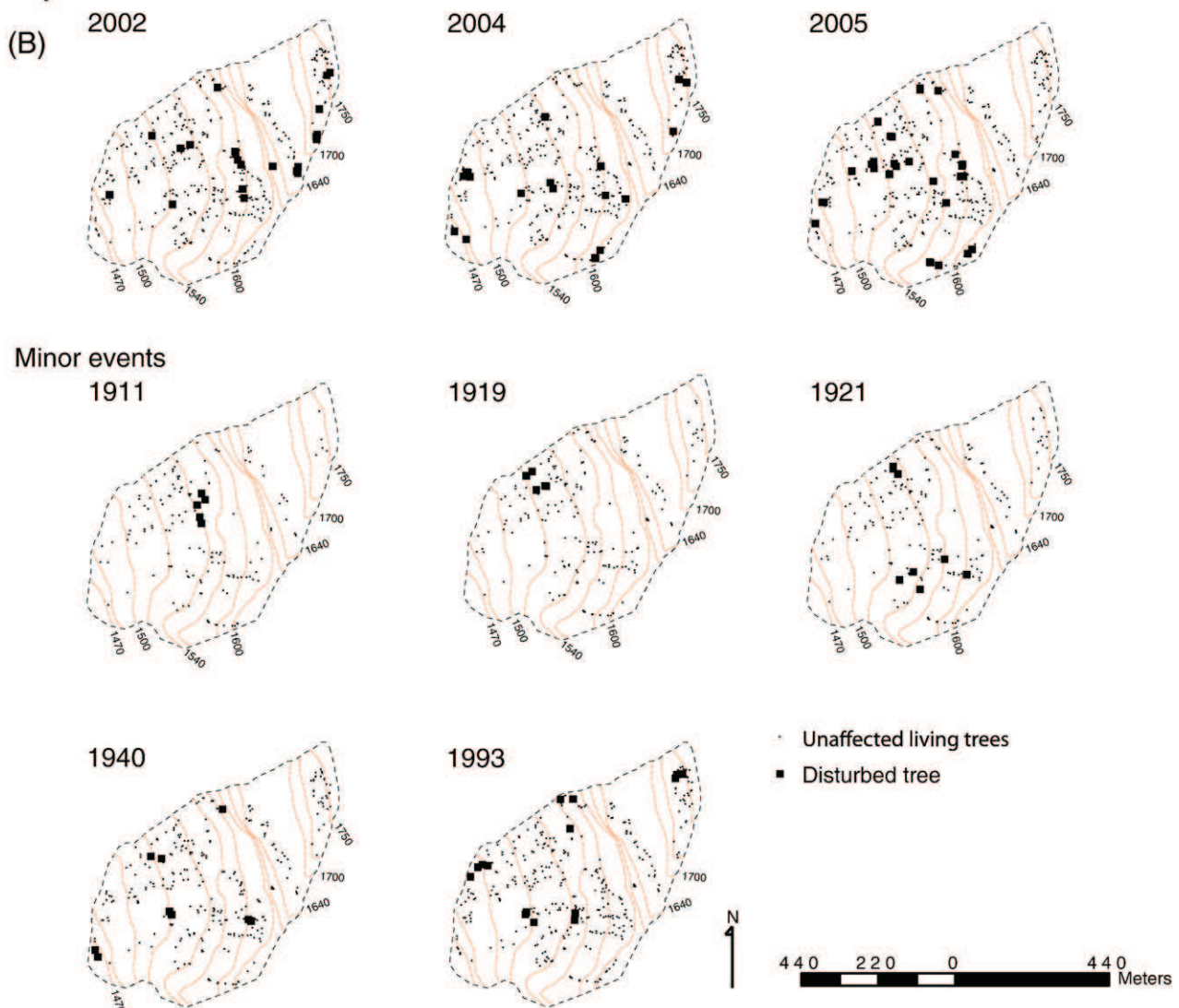


Fig. 5 (continued).

represents another common response of *P. uncinata* to landsliding. In contrast, the formation of callus tissue (34 GD) was by far less abundant. The earliest GD observed in the tree-ring series dates back to 1860; however, this year was not considered a landslide event as only two trees showed GD (Figs. 4A,B). In 1881, the number of GD surpassed five which was defined the threshold for GD to be considered as a landslide event.

4.2. Landslide events and decadal landslide frequency

The 704 GD identified in the tree-ring series allowed dating of 22 landslide events between 1911 and 2005. As can be seen in Fig. 4, the dating of 17 events (1915, 1917, 1936, 1941, 1947, 1961, 1971, 1977, 1979, 1990, 1995, 1997, 1998, 2001, 2002, 2004, and 2005) was based on $It \geq 5\%$ and GD in at least 10 trees. In contrast, for the events dated to 1881, 1907, 1911, 1919, 1921, 1925, 1940, 1942, 1946, 1951, 1955, 1960, and 1993, the limited number of GD was >5 and $5\% > It > 2\%$ did not allow for them being considered events with equal confidence. The yearly Moran I statistics computed for these years vary between -0.03 in 1881 (i.e., dispersed distribution of affected trees) and 0.21 in 1919 (i.e., spatial clustering of GD). Only 5 of these events (1911, 1919, 1921, 1940, and 1993) display clustered patterns of

disturbed trees with sufficient aggregation to be considered landslide events (Table 1). In 1881, 1907, 1925, 1942, 1946, 1951, 1955, and 1960, the spatial distribution of disturbed trees does not display any significant pattern and these years were not therefore kept for further analysis.

Determination of decadal variations in landslide frequency at Pra Bellon was limited to the twentieth and twenty-first centuries where the number of trees and data coverage were sufficient. The mean number of events per decade amounts to 2 with a range from 0 (1900–1909, 1950–1959, and 1980–1989) to 5 (1990–2000). The recent part of the record (1990–2010) exhibits a very pronounced activity with 9 events. The periods 1921–1936, 1961–1971, and 1979–1990 represent phases of reduced landslide activity with no events reconstructed based on the dendrogeomorphic record.

4.3. Spatial distribution of trees disturbed by landslide events

Event-response maps are provided in Fig. 5 and yielded four distinct patterns for landslide events at Pra Bellon. The landslides dated to 1936, 1979, 1998, 2001, 2002, and 2004 represent event pattern 1 and covered the entire study areas including trees located on SC1. Event pattern 2 is represented with landslide events of 1961,

1977, 1990, 1997, and 2005. Here, only trees located in the main landslide body were affected by instability. Event pattern 3 is illustrated with the events of 1915, 1917, 1941, 1947, 1971, and 1995 and characterized by tree disturbance in well-defined and isolated segments of the landslide body (<0.2 ha) and correspond to years defined as minor events in the previous section. For instance, the event of 1947 only disturbed trees located in the southeastern part of the landslide body. In a similar way, the event of 1940 caused 9 GD, an $It = 4\%$, and affected at least two trees each in four distinct landslide segments with surfaces ranging from 0.05 to 0.12 ha.

4.4. Return period and landslide probability maps

Considering the 22 reconstructed events within the sampled area, the mean return period for the Pra Bellon landslide is 4.5 years (median: 2 years) for the period 1910–2011. When analyzed spatially, the return period shows a clear increase from the central part (6 years) to the margins (>80 years) of the landslide body (Fig. 6A). When younger trees (<100 years) are excluded from the interpolation (Fig. 6B), return periods increase from 14 years on both sides of the recent earthflow to >100 years at the margins of the landslide body. However, the same patterns are observed in both maps revealing that increase of return periods toward the margins of the landslide body is independent of tree age.

Return periods of landslide were transformed into landslide occurrence probability using a Poisson distribution. Highly resolved maps of return period derived from the 350 cross-dated *P. uncinata* trees were then used to represent the probability for a landslide reactivation to occur within 5, 20, 50, and 100 years (Fig. 7A–D). As expected, the probability for a landslide to be reactivated is highest in the central part of the landslide body and increases from 0.13 for a 5-year period to 0.94 for a 100-year period. At the margins, the probabilities for an event are lower, yet they remain >0.6 for the 100-year period.

5. Discussion

Dendrogeomorphic analysis of 1563 increment cores taken from 403 *P. uncinata* allowed reconstruction of 22 events for the Pra Bellon landslide between 1910 and 2011. The reconstruction added 21 previously unknown events to the historic chronology and confirmed the event of 1971 known from archival records (Delsigne et al., 2001).

The reconstructed time series represents a minimum frequency of reactivation events for the Pra Bellon landslide in the recent past as the reconstruction was limited by tree age. The 'état-major' topographical map (Fig. 8A), realized between 1825 and 1866, does not show a continuous forest in the Pra Bellon area and therefore supports our data suggesting tree germination and the establishment of a forest at the study site in the second half of the nineteenth century. Furthermore, the existence of SC2 on the 'état-major' map reveals that the first occurrence of landslides at Pra Bellon predates the first event reconstructed with dendrogeomorphic techniques to 1911. The first event in our record therefore represents a reactivation and not an initial landslide event.

Several limitations are apparent as to the potential of tree-ring analysis to detecting past periods of landslide activity. Reactivation of the landslide body must be, on one hand, powerful enough to damage a sufficiently large number of trees through stem topping, tilting, or root damage. At the same time, more violent and destructive events are likely to kill trees and evidence of this category of events is not likely to be available to the investigator, as dead trees will disappear some time after an event.

Despite these limitations, the methodology deployed in this study enhances the reliability of datasets on past landslide events at the local level. In addition, the It and GD thresholds as well as the spatial analysis of event-response maps minimized the risk of GD resulting from nonlandslide events to be included in the chronology. The thresholds also allowed rejection of GD related to creep or fall that have been shown to affect a rather limited number of trees per event (Stoffel and Perret, 2006).

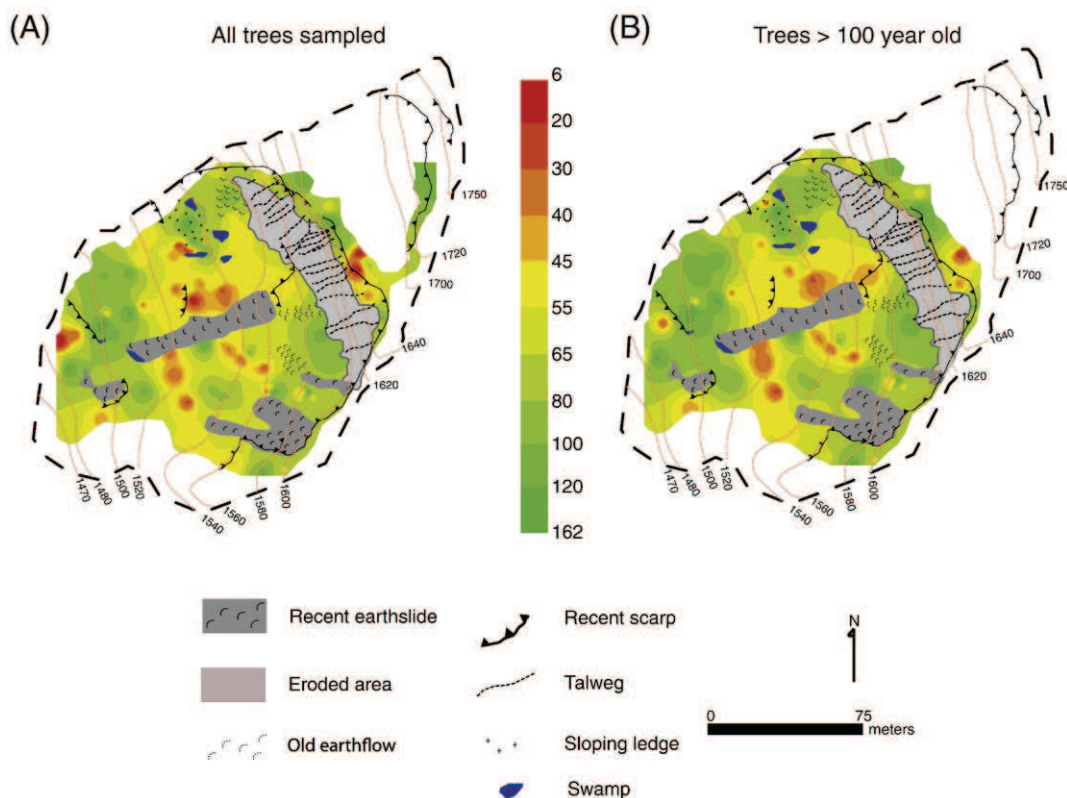


Fig. 6. Interpolated return periods for the sampled area of the Pra Bellon landslide. Return period maps were computed with (A) the whole sampled trees and (B) only trees aging at least 100 years for the period 1910–2011.

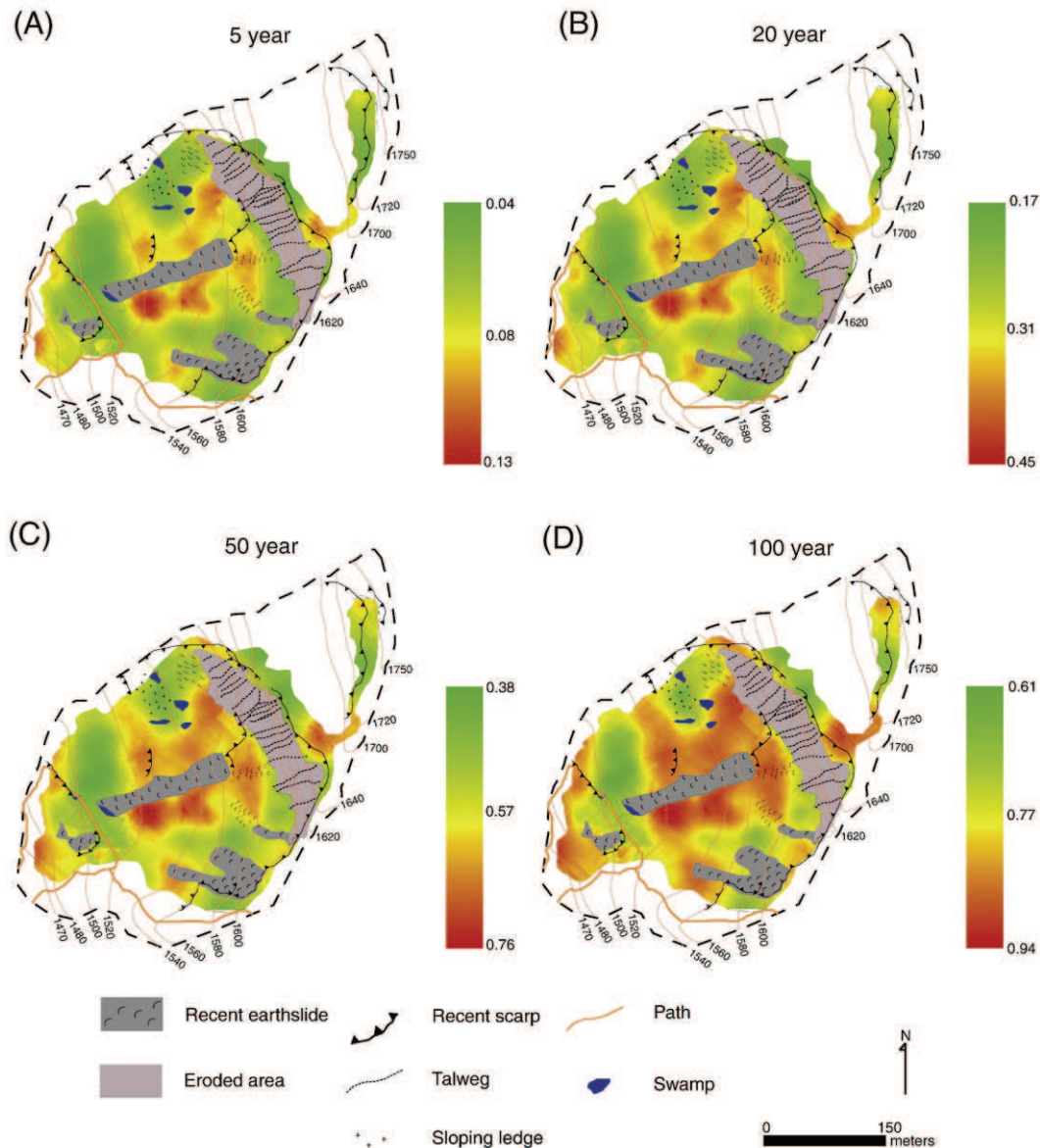


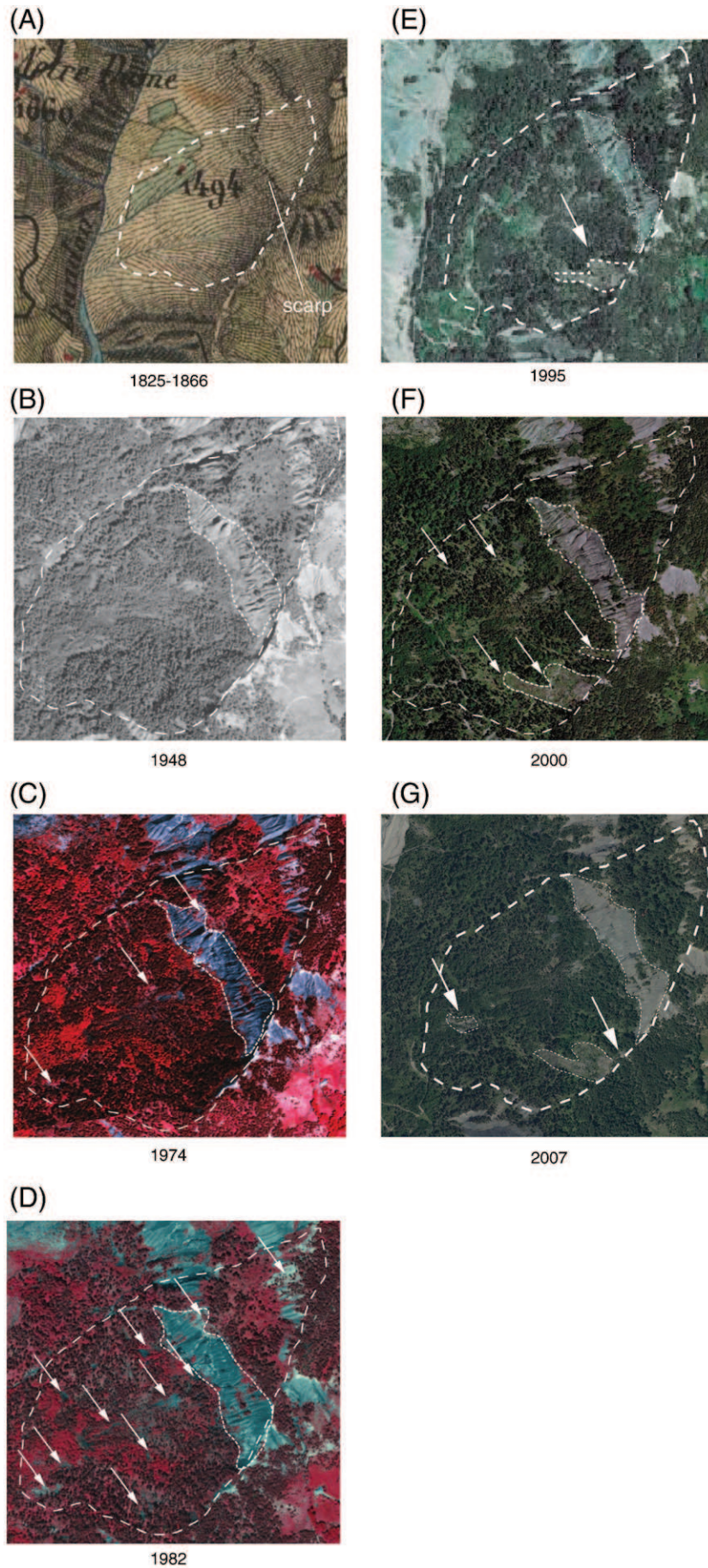
Fig. 7. Probability maps of reactivation for the Pra Bellon landslide within (A) 5, (B) 20, (C) 50 and, (D) 100 years computed using a Poisson distribution model.

For the period 1948–2007, the diachronic analysis of aerial photographs provides additional evidence for the spatiotemporal accuracy of the dendrogeomorphic reconstruction presented in this paper. The reactivations of 1961 and 1971, deciphered from the tree-ring records, are supported by the slight extension of bare areas observed in the landslide body and by a local slide in the northwestern part of SC2 between 1948 (Fig. 8B) and 1974 (Fig. 8C). Between 1974 and 1982 (Fig. 8D), the diachronic analysis suggests significant changes with several bare areas downslope of SC1 or within the landslide body. These changes thus support the assumption of two major events reconstructed in 1977 and 1979. Between 1982 and 1995 (Fig. 8E), an earthslide destroyed a large part of the forest stand in the south-eastern part of the landslide body. Interestingly, a unique event is reconstructed for this period and dated to 1990. The GD of this landslide are observed in several trees growing at the periphery of this slide. Similarly, the earthslide observed in the western part of the

landslide body between 2000 (Fig. 8F) and 2007 (Fig. 8G) corroborates the event-response map reconstructed for an event in 2001.

Fig. 9 shows a comparison of our reconstructed landslide events (Fig. 9A) with historical archives (i) of debris flows in the Riou Bourdoux catchment (1910–1994, Fig. 9B) and (ii) landslide events in the wider Barcelonnette region (1910–2003, Fig. 9C). The historical archive of debris flows in the Riou Bourdoux catchment (Delsigne et al., 2001) contains 29 events in 18 distinct years between 1910 and 1994 and suffer from a major gap during the interwar period (1918–1947). Only four years coincide between the two records, namely 1915, 1917, 1977, and 1979 (Figs. 9A,B). Conversely, five landslide events are not synchronous with debris-flow activity in the Riou Bourdoux catchment, and 14 debris flows do not have any analogs with reconstructed landslides. Although precipitation certainly plays a crucial role in the triggering of both processes, intense rainfalls capable of generating debris flows in the Riou Bourdoux

Fig. 8. Diachronic evolution of the Pra Bellon landslide between 1825 and 2007. (A) Etat Major topographical map and aerial photographs of the landslide area in (B) 1948 (National Geographic Institute, IGN aerial mission, 1948_F3537-3540_P30000), (C) 1974 (1974_FR2620_P_110000), (D) 1982 (1982_IFN04_P_17000), (E) 1995 (1995_F3539-3540_P30000), (F) 2000 (2000_FD04_C_25000), and (G) 2007 (IGN special mission for the Riou Bourdoux catchment). The dashed line indicates the investigated area and the white arrow shows the landslide movements.



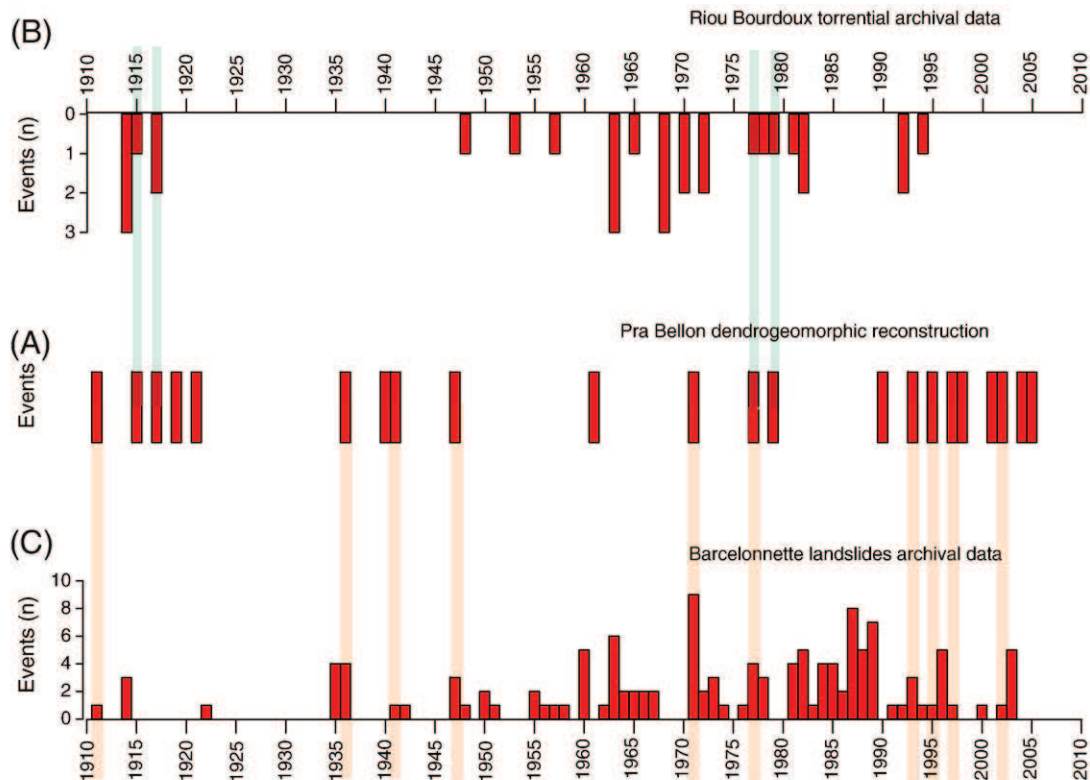


Fig. 9. Comparison of (A) the dendrogeomorphic reconstruction with (B) the Riou-Bourdoux torrential archival data and (C) the regional archives of landsliding in the Barcelonnette basin for the common period 1910–2010. Gray (brown) shaded bars indicate coincidence between the reconstruction and the Riou-Bourdoux (regional) archives. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

catchment (Remaître, 2006) will not necessarily be sufficient to cause the Pra Bellon landslide to reactivate.

Additionally, the dendrogeomorphic time series of landslides was compared with archival records on landslides in the Barcelonnette area (Amiot and Nexon, 1995; Flageollet, 1999). This continuous record contains 138 historical references to shallow landslides and mudslides. For sites located in the vicinity of the Pra Bellon landslide, isolated events have been inventoried for 1911, 1941, 1995, 1997, and 2002; landslide activity at three locations in 1936, 1947, and 1993; at four sites in 1977; and even on nine different landslide bodies in 1971 (Fig. 9A,C). When compared with the reconstructed Pra Bellon series, analogs cannot be found for 12 dates (namely 1915, 1917, 1919, 1921, 1940, 1961, 1979, 1990, 1998, 2001, 2004, and 2005) and therefore remain unconfirmed. If the comparison is done at the decadal scale, a complete absence of events can be observed at the local (Pra Bellon) and regional scales between 1922 and 1935. For the period 1980–1990, the Pra Bellon reconstruction shows a complete absence of landslides whereas an increase in landslide frequency is observed at the regional scale, partly related to the triggering of mudslides at La Valette and Super Sauze (Malet, 2003).

The reconstruction of spatiotemporal patterns of landslide activity with dendrogeomorphic techniques is recent but has been helpful for the understanding of landslide kinematics and its spatial evolution (Corominas and Moya, 2010). Fantucci and McCord (1995), for instance, identified reactivation events of a landslide at Fossatello between 1880 and 1994 and produced maps showing parts of the landslide body reactivated in 10-year periods. In our study, the exhaustive sampling of *P. uncinata* trees allowed computation of a very detailed spatiotemporal chronology of landslide reactivation at Pra Bellon. Given the completeness of the reconstruction (since 1910), we were able to map return periods of reactivation. Assuming that landslide recurrence will remain comparable in the future, and adopting a Poisson probability model (Guzzetti et al., 2005), we

were also able to determine the probability of having a reactivation in each mapping unit for time intervals varying from 5 to 100 years. Highest return periods associated with major probabilities of reactivation are mapped in the central part of the landslide body on each side of a recent earthslide. Despite forest restoration efforts in the basin, our data illustrates that the return period of landslides at Pra Bellon sharply increased over the last 50 years.

Our approach purposely does not include physically based modeling, as this conventional method has been shown to predict the spatiotemporal occurrence of landslides with difficulties (Jaiswal et al., 2011). Most previous work focusing on landslide mapping has been based on susceptibility maps and therefore provides an estimate of where landslides are expected to occur (e.g., Brabb, 1984; Guzzetti et al., 2005). Much less work has been done on the establishment of the temporal probability of reactivation (Coe et al., 2000; Guzzetti et al., 2005). The approach presented in this paper allows determination of quantitative probabilities of reactivation estimated directly from the frequency of past landslide events and does not require a landslide susceptibility analysis as a complete inventory of past landslide events was reconstructed with dendrogeomorphic techniques (Corominas and Moya, 2008).

However, it is based on the Poisson probability model which among others assumptions are: (i) the number of events which occur in one time interval or region of space are independent of the number that occurs in any other disjoint time interval or region; (ii) the probability distribution of the number of events remains the same for all time intervals of a fixed length. In reality, most hazardous events, including landslides, are probably not independent and do not occur at random (Coe et al., 2000). For example, the reactivation of a landslide may make the landslide more or less susceptible to future landslides, thus creating stability or instability in the future. Also, changing land use, local changing climatic conditions or implementation of landslide mitigation measure may consequently make the

occurrence of landslides more or less likely in the future (Chleborad et al., 2006). Nevertheless, the Poisson model is often used when no information other than the mean rate of event occurrence is known. Under such circumstances, the Poisson model provides a good first-cut estimate for the probability of event occurrence in the future (Coe et al., 2000).

6. Conclusion

Because of increased activity in mountain areas, it has become imperative to improve landslide forecasting at the local scale, which is currently difficult using statistical analysis or physically-based models. In this study, we demonstrate the potential of extensive dendrogeomorphic analyses to add substantially to the spatiotemporal record of landslides at a study site. In addition, dendrogeomorphic data have also been shown to add very accurate evidence to the extent of past reactivation and could efficiently complement other conventional methods. For land use planning, the identification of endangered areas is of paramount importance and dendrogeomorphic mapping should therefore be used systematically for hazard zoning in forested areas affected by shallow landslides. Finally, if coupled with a Poisson model, dendrogeomorphic mapping can improve our knowledge about the probability of reactivation. These probability maps should be used for disaster prevention and generation of risk maps, as well as for the detailed design phase of engineering works and for the construction of slope stabilization works.

Acknowledgments

This research has been supported by the DENDROGLISS program, funded by the MAIF Foundation and the Cemagref by the PARAMOUNT program, 'ImProved Accessibility, Reliability and security of Alpine transport infrastructure related to MOUNTainous hazards in a changing climate', funded by the Alpine Space Programme, European Territorial Cooperation, 2007–2013. It has also been supported by the EU-FP7 project ACQWA (project no. GOCE-20290). The authors would like to acknowledge R. Marston and three journal reviewers whose insightful comments helped them improve an earlier version of the paper.

References

- Aleotti, P., Chowdhury, R., 1999. Landslide hazard assessment: summary review and new perspectives. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* 58, 21–44.
- Alestalo, J., 1971. Dendrochronological interpretation of geomorphic processes. *Fennia* 105, 1–139.
- Alexander, D., 2008. A brief survey of GIS in mass-movement studies, with reflections on theory and methods. *Geomorphology* 94, 261–267.
- Amiot, A., Nexon, C., 1995. Inventaire des aléas dans le Bassin de Barcelonnette depuis 1850. *Mémoire de Maîtrise de Géographie Physique*. Université Louis Pasteur, Strasbourg, France, 173 pp.
- Antoine, P., 1995. Geological and geotechnical properties of the Terres noires in south-eastern France: weathering, erosion, solid transport and instability. *Engineering Geology* 40, 223–234.
- Astrade, L., Bravard, J., Landon, N., 1998. Mouvements de masse et dynamique d'un géosystème alpestre : étude dendrogeomorphologique de deux sites de la vallée de Boulc (Diois, France). *Géographie Physique et Quaternaire* 52, 153–166.
- Bégin, C., Filion, L., 1988. Age of landslides along the grande rivière de la Baleine estuary, Eastern coast of Hudson bay, Québec (Canada). *Boreas* 17, 289–299.
- Bollschweiler, M., Stoffel, M., Schneuwly, D., 2008. Dynamics in debris-flow activity on a forested cone a case study using different dendroecological approaches. *Catena* 72, 67–78.
- Braam, R., Weiss, E., Burrough, P., 1987. Spatial and temporal analysis of mass movement using dendrochronology. *Catena* 14, 573–584.
- Brabb, E., 1984. Innovative approaches to landslide hazard mapping. *Proceedings of 4th International Symposium on Landslides*. Canadian Geotechnical Society, Toronto, Canada, pp. 307–323.
- Bräker, O., 2002. Measuring and data processing in tree-ring research? A methodological introduction. *Dendrochronologia* 20, 203–216.
- Brunsdon, D., Jones, D.K.C., Arber, M.A., 1976. The evolution of landslide slopes in Dorset. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Mathematical and Physical Sciences* 283, 605–631.
- Butler, D.R., 1979. Dendrogeomorphological analysis of flooding and mass movement, Ram Plateau, Mackenzie Mountains, northwest Territories. *The Canadian Geographer*. doi:10.1111/j.1541-0064.1979.tb00638.x.
- Butler, D.R., Malanson, G.P., 1985. A history of high-magnitude snow avalanches, southern Glacier National Park, Montana, U.S.A. *Mountain Research and Development* 5, 175–182.
- Caris, J., van Asch, T., 1991. Geophysical, geotechnical and hydrological investigations of a small landslide in the French Alps. *Engineering Geology* 31, 249–276.
- Carrara, P., O'Neill, J.M., 2003. Tree-ring dated landslide movements and their relationship to seismic events in southwestern Montana, USA. *Quaternary Research* 59, 25–35.
- Carrara, A., Crosta, G., Frattini, P., 2003. Geomorphological and historical data in assessing landslide hazard. *Earth Surface Processes and Landforms* 28, 1125–1142.
- Chleborad, A.F., Baum, R.L., Godt, J.W., 2006. Rainfall Thresholds for Forecasting Landslides in the Seattle, Washington, Area-Exceedance and Probability. USGS Open-File Report 2006–1064.
- Claessens, L., Verburg, P.H., Schoorl, J.M., Veldkamp, A., 2006. Contribution of topographically based landslide hazard modelling to the analysis of the spatial distribution and ecology of Kauri (*Agathis australis*). *Landscape Ecology* 21, 63–76.
- Coe, J., Michael, J., Crovelli, R., Savage, W., 2000. Preliminary map showing landslide densities, mean recurrence intervals, and exceedance probabilities as determined from historic records, Seattle, Washington. USGS Open-file Report 00-0303. Available at <http://pubs.usgs.gov/of/2000/ofr-00-0303/>.
- Cook, E., 1985. A time series analysis approach to tree-ring standardization. Ph.D. thesis, University of Arizona, Tucson.
- Cook, E., Kairiukstis, L., 1990. *Methods of Dendrochronology: Applications in the Environmental Science*. Kluwer Academic Publishers, International Institute for Applied Systems Analysis, Dordrecht, Netherlands.
- Corominas, J., Moya, J., 1999. Reconstructing recent landslide activity in relation to rainfall in the Llobregat River basin, eastern Pyrenees, Spain. *Geomorphology* 30, 79–93.
- Corominas, J., Moya, J., 2008. A review of assessing landslide frequency for hazard zoning purposes. *Engineering Geology* 102, 193–213.
- Corominas, J., Moya, J., 2010. Contribution of dendrochronology to the determination of magnitude frequency relationships for landslides. *Geomorphology* 124, 137–149.
- Corona, C., Rovéra, G., Lopez Saez, J., Stoffel, M., Perfettini, P., 2010. Spatio-temporal reconstruction of snow avalanche activity using tree rings: Pierres Jean Jeanne avalanche talus, massif de l'Oisans, France. *Catena* 83, 107–118.
- Crovelli, R.A., 2000. Probability models for estimation of number and costs of landslides. USGS Open-File Report 00-249. USGS, Denver, CO.
- Dehn, M., Buma, J., 1999. Modelling future landslide activity based on general circulation models. *Geomorphology* 30, 175–187.
- Delsigne, F., Lahousse, P., Flez, C., Guiter, G., 2001. Le Riou Bourdoux: un "monstre" alpin sous haute surveillance. *Revue Forestière Française* 527–541.
- Dubé, S., Filion, L., Hétu, B., 2004. Tree-ring reconstruction of high-magnitude snow avalanches in the northern Gaspé Peninsula, Québec, Canada. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 36, 555–564.
- Efthymiadis, D., Jones, P.D., Briffa, K.R., Auer, I., Böhm, R., Schöner, W., Frei, C., Schmidli, J., 2006. Construction of a 10-min-gridded precipitation data set for the greater alpine region for 1800–2003. *Journal of Geophysical Research*. doi:10.1029/2005JD006120.
- ESRI, 2005. ArcGIS 9.2. Redlands, CA.
- Fantucci, R., McCord, A., 1995. Reconstruction of landslide dynamic with dendrochronological methods. *Dendrochronologia* 13, 43–58.
- Fantucci, R., Sorriso-Valvo, M., 1999. Dendrogeomorphological analysis of a slope near Lago, Calabria (Italy). *Geomorphology* 30, 165–174.
- Flageollet, J., 1999. Landslides and climatic conditions in the Barcelonnette and Vars basins (Southern French Alps, France). *Geomorphology* 30, 65–78.
- Flez, C., Lahousse, P., 2003. Contribution to assessment of the role of anthropic factors and bioclimatic controls in contemporary torrential activity in the southern Alps (Ubaye valley, France). In: Elsevier (Ed.), *The Mediterranean World, Environment and History*, Paris, pp. 105–118.
- Floris, M., Bozzano, F., 2008. Evaluation of landslide reactivation: a modified rainfall threshold model based on historical records of rainfall and landslides. *Geomorphology* 94, 40–57.
- Fuller, M., 1912. *The New Madrid Earthquake*. Center for Earthquake Studies, Southeast Missouri State University, Cape Girardeau.
- Guzzetti, F., 2000. Landslide fatalities and the evaluation of landslide risk in Italy. *Engineering Geology* 58, 89–107.
- Guzzetti, F., Cardinali, M., Reichenbach, P., 1994. The AVI project: a bibliographical and archive inventory of landslides and floods in Italy. *Environmental Management* 18, 623–633.
- Guzzetti, F., Reichenbach, P., Cardinali, M., Galli, M., Ardizzone, F., 2005. Probabilistic landslide hazard assessment at the basin scale. *Geomorphology* 72, 272–299.
- Hilker, N., Badoux, A., Hegg, C., 2009. The Swiss flood and landslide damage database 1972–2007. *Natural Hazards and Earth System Science* 9, 913–925.
- Holmes, R., 1983. Computer-assisted quality control in tree-ring dating and measurement. *Tree-Ring Bulletin* 44, 69–75.
- Holmes, R., 1994. *Dendrochronology Program Library – Users Manual*. Laboratory of Tree-Ring Research, Tucson, Arizona, U.S.A.
- Hovius, N., Stark, C.P., Allen, P.A., 1997. Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping. *Geology* 25, 231.
- Hupp, C.R., 1983. Geo-botanical evidence of late Quaternary mass wasting in block field areas of Virginia. *Earth Surface Processes and Landforms* 8, 439–450.
- Ibsen, M., Brunsdon, 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, 241–258.

- Jaiswal, P., van Westen, C.J., Jetten, V., 2011. Quantitative assessment of landslide hazard along transportation lines using historical records. *Landslides*. doi:10.1007/s10346-011-0252-1.
- Malet, J.P., 2003. Glissements de type écoulement dans les marnes noires des Alpes du Sud. Morphologie, fonctionnement et modélisation hydro-mécanique. Ph.D. thesis. Institut de Physique du Globe, Université Louis Pasteur, Strasbourg, France, pp. 364.
- Maquaire, O., Malet, J.P., Remaître, 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, 109–130.
- Martin, Y., Rood, K., Schwab, J.W., Church, M., 2002. Sediment transfer by shallow landsliding in the Queen Charlotte Islands, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences* 39, 189–205.
- Matthcek, C., 1993. Design in der Natur. Rom bach Wissenschaft, Reihe Ökologie 1, 242.
- McClung, D., Schaerer, P., 1993. *The Avalanche Handbook*. Mountaineers, Seattle, WA.
- McGee, W.J., 1893. A fossil earthquake. *Geological Society of America Bulletin* 4, 411–414.
- Meunier, M., Mathys, N., Cambon, J., 1995. Panorama synthétique des mesures d'érosion effectuées sur trois bassins du site expérimental de Draix. Technical Report. Cemagref, Grenoble, France.
- Moran, P.A.P., 1950. Notes on continuous stochastic phenomena. *Biometrika* 37, 17–23.
- Mulder, H., 1991. Assessment of landslide hazard. Ph.D. thesis, Faculty of Geographical Sciences, University of Utrecht, Netherlands, 149 pp.
- Osterkamp, W., Hupp, C., Blodgett, J., 1986. Magnitude and frequency of debris flows, and areas of hazard on Mount Shasta, California. *Geological Survey Professional Paper 1396-C*, Vancouver, WA, p. 21.
- Panshin, A., De Zeeuw, C., 1970. *Textbook of Wood Technology 3e éd.*, McGraw-Hill, New York, USA.
- Petrasccheck, A., Kienholz, H., 2003. Hazard assessment and mapping of mountain risks in Switzerland. In: Rickenmann, D., Chen, C.L. (Eds.), *Debris Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment*. Millpress, Rotterdam, Netherlands, pp. 25–38.
- Procter, E., Bollschweiler, M., Stoffel, M., Neumann, M., 2011. A regional reconstruction of debris-flow activity in the northern calcareous Alps, Austria. *Geomorphology*. doi:10.1016/j.geomorph.2011.04.035.
- Reardon, B.A., Pederson, G.T., Caruso, C.J., Fagre, D.B., 2008. Spatial reconstructions and comparisons of historic snow avalanche frequency and extent using tree rings in Glacier National Park, Montana, U.S.A. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 40, 148–160.
- Reeder, J., 1979. The dating of landslides in Anchorage, Alaska. A case for earthquake triggered movements. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, p. 501.
- Remaître, A., 2006. Morphologie et dynamique des laves torrentielles : Applications aux torrents des Terres Noires du bassin de Barcelonnette (Alpes du Sud). Ph.D. Thesis, Département de Géographie Physique et Environnement, Université de Caen/Basse-Normandie, 487 p.
- Rinntech, 2009. <http://www.rinntech.com/content/blogcategory/2/28/lang.english>.
- Santilli, M., Pelfini, M., 2002. Dendrogeomorphology and dating of debris flows in the Valle del Gallo, central Alps, Italy. *Dendrochronologia* 20, 269–284.
- Shroder, J., 1978. Dendrogeomorphological analysis of mass movement on Table Cliffs plateau, Utah. *Quaternary Research* 9, 168–185.
- Stefanini, M., 2004. Spatio-temporal analysis of a complex landslide in the orthern Apennines (Italy) by means of dendrochronology. *Geomorphology* 63, 191–202.
- Stien, D., 2001. Glissements de terrains et enjeux dans la vallée de l'Ubaye et le pays de Seyne. Rapport RTM, Barcelonnette, France. 218 pp.
- Stoffel, M., Bollschweiler, M., 2008. Tree-ring analysis in natural hazards research – an overview. *Natural Hazards and Earth System Science* 8, 187–202.
- Stoffel, M., Perret, S., 2006. Reconstructing past rockfall activity with tree rings: some methodological considerations. *Dendrochronologia* 24, 1–15.
- Stoffel, M., Bollschweiler, M., Butler, D.R., Luckman, B., 2010. *Tree Rings and Natural Hazards*. Springer, Dordrecht, New York.
- Thiery, Y., Malet, J., Sterlacchini, S., Puissant, A., Maquaire, O., 2007. Landslide susceptibility assessment by bivariate methods at large scales: application to a complex mountainous environment. *Geomorphology* 92, 38–59.
- Timell, T., 1986. *Compression Wood in Gymnosperms*. Springer-Verlag, Berlin, New York.
- Utasse, M., 2009. Cartographie morpho-dynamique et évolution historique de trois glissements actifs dans le basin versant du Riou-Bourdoux (Alpes-de-Haute-Provence, vallée de l'Ubaye). Mémoire de stage, Master 1, Géosciences, Environnement, Risques, Université de Strasbourg, France.
- Van Den Eckhaut, M., Muys, B., Loy, K.V., Poesen, J., Beeckman, H., 2009. Evidence for repeated re-activation of old landslides under forest. *Earth Surface Processes and Landforms* 34, 352–365.
- Varnes, D.J., 1984. Landslide hazard zonation: a review of principles and practice. *International Association of Engineering Geologists Commission on Landslides and Other Mass movements on Slopes. : Natural Hazards*, 3. Unesco, Paris, p. 176.
- Weber, D., 1994. Research into earth movements in the Barcelonnette basin. In: Casale, R., Fantechi, R., Flageollet, J.-C. (Eds.), *Temporal Occurrence and Forecasting of Landslides in the European Community*, Final Report 1, pp. 321–336.
- Williams, P., Jacoby, G., Buckley, B., 1992. Coincident ages of large landslides in Seattle's Lake Washington. *Geological Society of America Abstract with Programs*, p. 90.

2. Le glissement rotationnel des Aiguettes

Les résultats obtenus sur le glissement rotationnel des Aiguettes ont fait l'objet d'une proposition de publication dans la revue *Tectonophysics*. Il est actuellement en cours de relecture. L'article est disponible en page 164.

2.a. La répartition de l'échantillonnage

Sur le glissement de terrain des Aiguettes, 223 arbres perturbés ont été échantillonnés, pour un total de 892 carottes prélevées (**figure 59**). La répartition des prélèvements est plutôt homogène à l'échelle du glissement, avec 56 % de la surface totale couverte. L'échantillon-

nage est plus dense à proximité de SC2 (48 % de l'échantillonnage) et SC3 (36%). Ces secteurs présentent un fort potentiel dendrogéomorphologique en raison de la présence de nombreux arbres perturbés. SC1, secteur moins actif et moins forestier (présence d'un pâturage), représente seulement 8 % de l'échantillonnage total. Seules 44 carottes provenant de 11 arbres (5 % de l'échantillonnage total) n'ont pas pu être interdatées et ont donc été exclues de l'analyse dendrogéomorphologique.

2.b. L'âge du peuplement

L'âge moyen du peuplement, déterminé à partir des 212 arbres interdatés, est de 91,2 ans

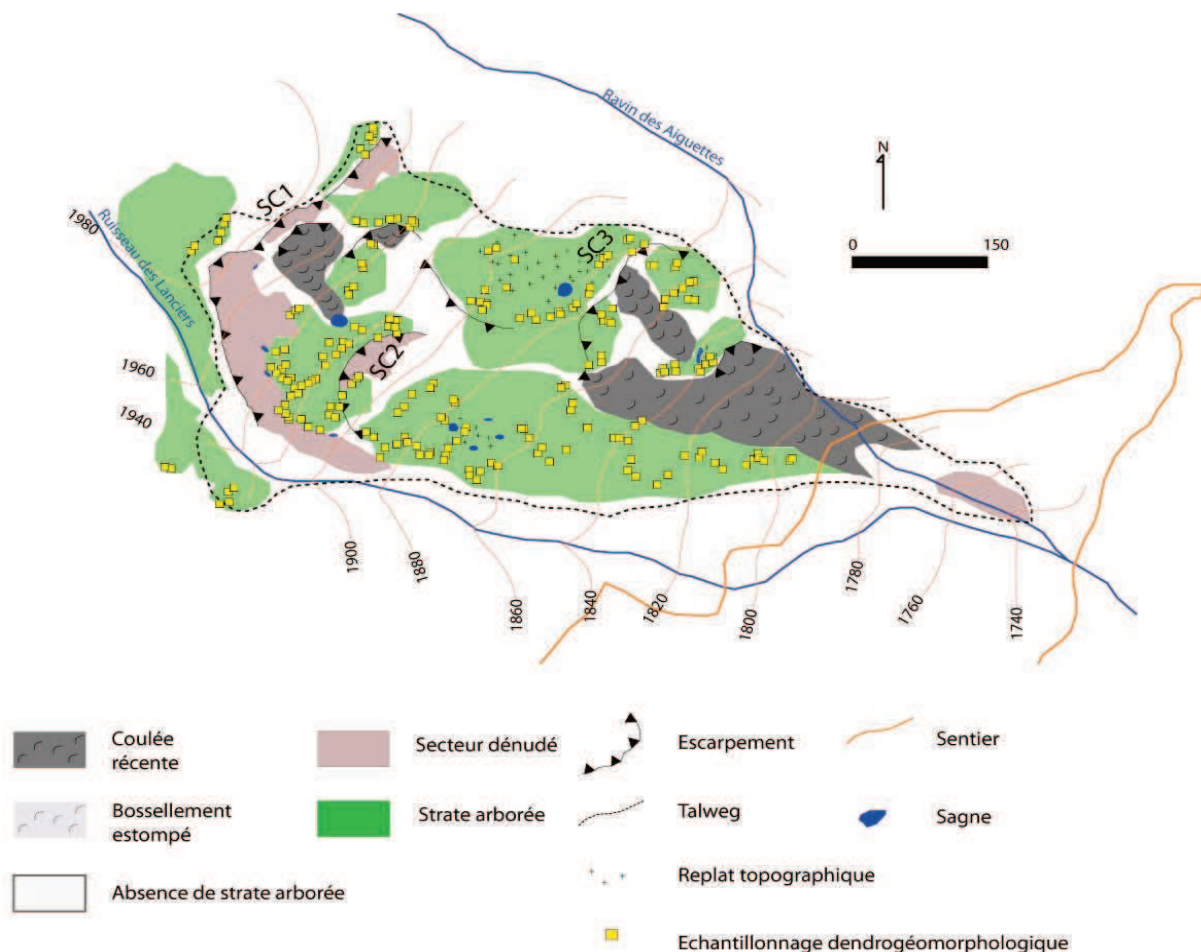


Figure 59. Échantillonnage dendrogéomorphologique réalisé sur le glissement de terrain des Aiguettes.

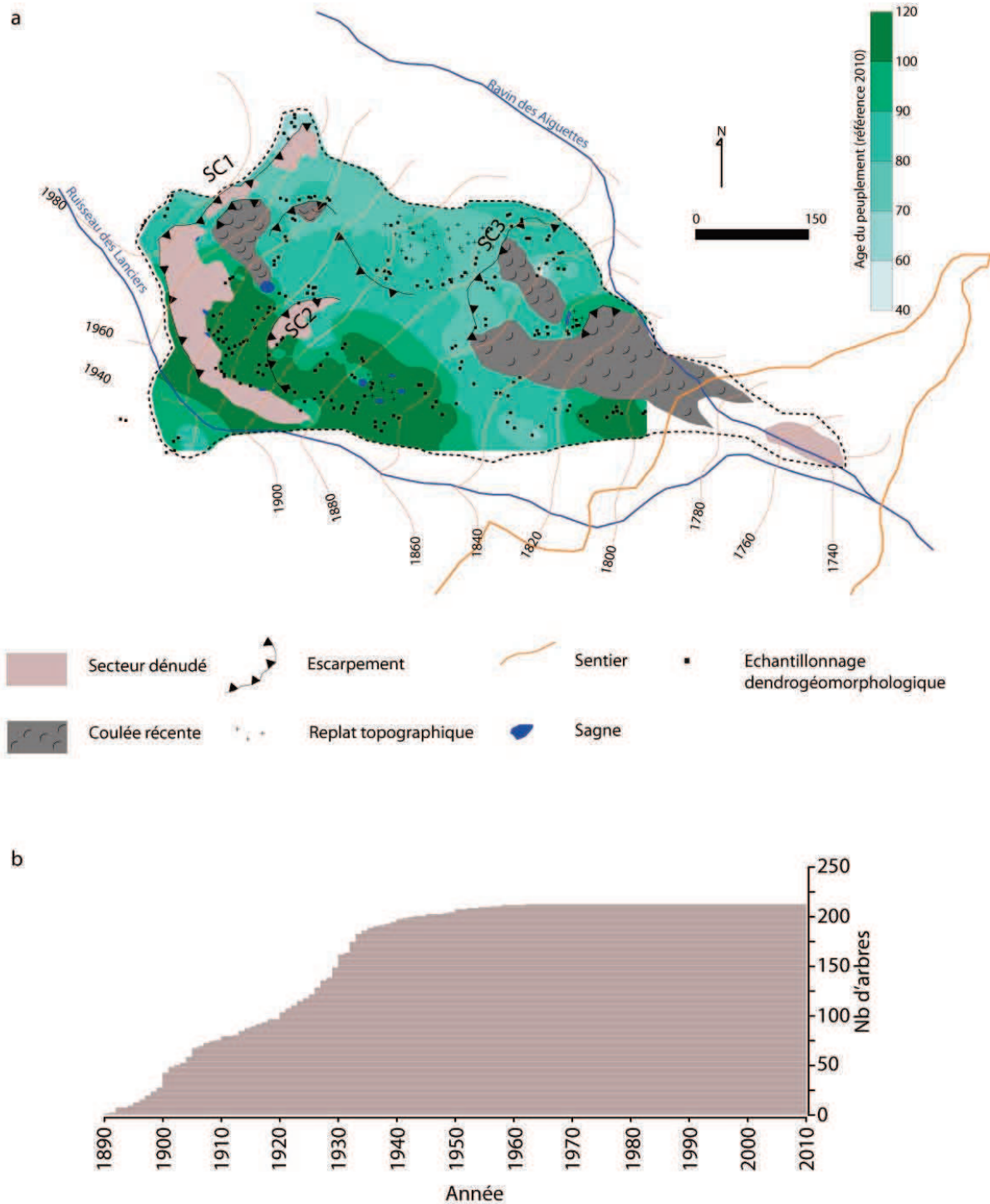


Figure 60. Structure de l'âge du peuplement sur le glissement de terrain des Aiguettes (a) et nombre d'arbres vivants pour chaque année (b).

avec un écart type de 16 ans (figure 60). On dénombre 120 cernes de croissance pour l'arbre le plus vieux échantillonné et 48 pour le plus jeune. 37 % (79 arbres) du peuplement dépasse les 100 ans. Contrairement au glissement du Pra Bellon, qui présente une colonisation spontanée du couvert forestier, les

effectifs par classes d'âge montrent une distribution bimodale (figure 60, a) avec : (i) des arbres âgés de 100 à 120 ans, localisés dans le secteur de SC2 (d'une surface de 2.8 hectares) ainsi que dans la partie aval de SC3 (0.4 hectares),

(ii) un peuplement plus jeune (< 90 ans) sur le reste du glissement (notamment SC1 et SC3). Celui-ci présente une structure d'âge irrégulière qui laisse présager d'une colonisation spontanée de *P. uncinata* depuis 1920.

2.c. Les perturbations de croissance

L'analyse de l'ensemble des échantillons interdatés sur le glissement de terrain des Aiguettes a permis d'identifier 355 perturbations de croissances (PC). Les réductions de croissance (RC) et le bois de compression (BC) ($n=213$ et $n=142$) représentent respectivement 60 et 40 % des PC interdatées.

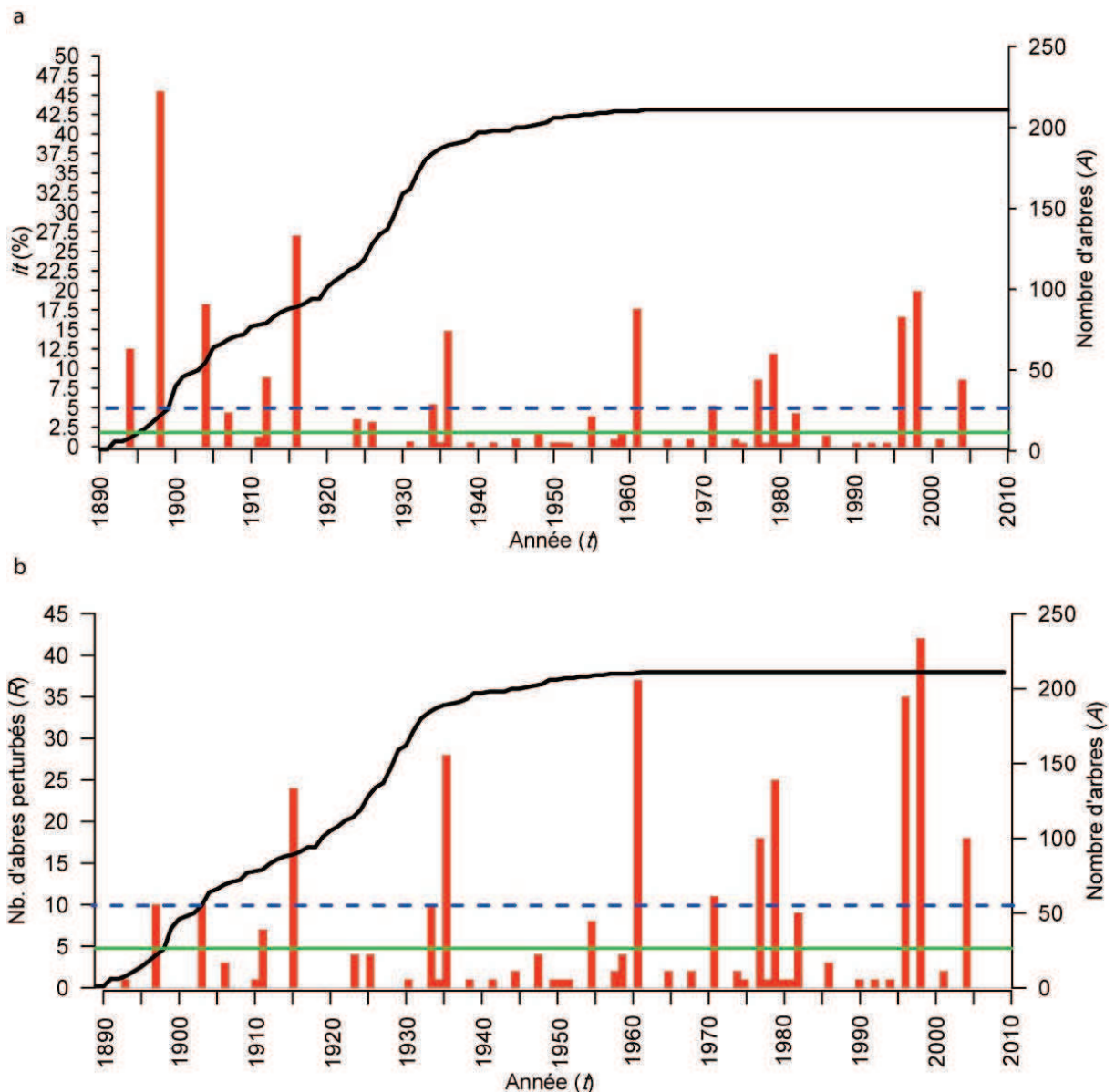


Figure 61. Indice It (a) et nombre d'arbres perturbés (R) (b) sur la période 1890-2011.

En pointillé bleu, le seuil minimal défini ($It > 5\%$ et $R > 10$) pour qu'un événement soit considéré comme majeur. En vert continu, le seuil minimal défini ($2 < It < 5$ et $R > 5$) pour qu'un événement puisse être considéré comme mineur.

La présence de tissu calleux n'a en revanche été observée dans aucun échantillon. D'après la **figure 61, b**, la première PC interdatée date de 1894. Elle n'a été observée que sur un arbre et n'a donc pas été assimilée à une réactivation.

2.d. La chronologie des phases de réactivation

Dans le cas du glissement de terrain des Aiguettes, depuis 1898, 15 années présentent un It supérieur à 2 % ainsi qu'une PC observée sur au moins 5 arbres (**figure 61**). Au total, 12 réactivation majeures ont été reconstruites en 1898, 1904, 1911, 1934, 1936,

Année	IM	Distribution
1912	0.18	Agrégée
1955	-0.01	Dispersée
1982	0.14	Agrégée

Tableau 8. **Indice de Moran (IM) et distribution.**

1961, 1971, 1977, 1979, 1996, 1998 et 2004. Ces années sont caractérisées par un It supérieur à 5 % avec des PC observées sur au moins 10 arbres (A) (**figure 61, a, b**). Les 3 années restantes, 1912, 1955 et 1982 présentent un It compris entre 2 et 5 %, et des PC sur au moins 5 arbres. Le test de Moran (**tableau 8**) significatif confirme une distribution agrégée des arbres en 1912 (0,18) et 1982 (0,14). Ces années sont donc considérées comme des phases de réactivation mineures.

Au contraire, en 1955, la distribution des arbres perturbés est dispersée. L'année 1955 est donc exclue de la reconstruction dendrogéomorphologique. Au final, 14 phases de réactivation sont reconstruites pour le glissement de terrain des Aiguettes depuis 1898 (**figure 62**).

2.e. Les emprises spatiales des phases de réactivation

La position géographique des arbres perturbés permet de distinguer 3 types de réactivation d'un point de vue spatial (**figure 63**):

- (i) les réactivations majeures (1936, 1961, 1979, 1996, 1998 et 2004) au cours desquelles les arbres perturbés sont localisés à proximité de SC2 et SC3,
- (ii) les phases de 1934, 1971, 1977 et 1982, plus modérées sont limitées à un secteur,
- (iii) les réactivations mineures de 1898, 1904, 1912 et 1916, couvrent uniquement les secteurs boisés (SC2) depuis le début du 20ème siècle.

2.f. L'estimation de la fréquence décennale et de la période de retour

Pour la période 1890-2010, la fréquence moyenne de l'activité, sur le glissement de terrain des Aiguettes est de 1,1 phases de réactivation par décennie (écart-type : 0,9 phases) (**figure 64**). Cette fréquence varie entre 0 pour

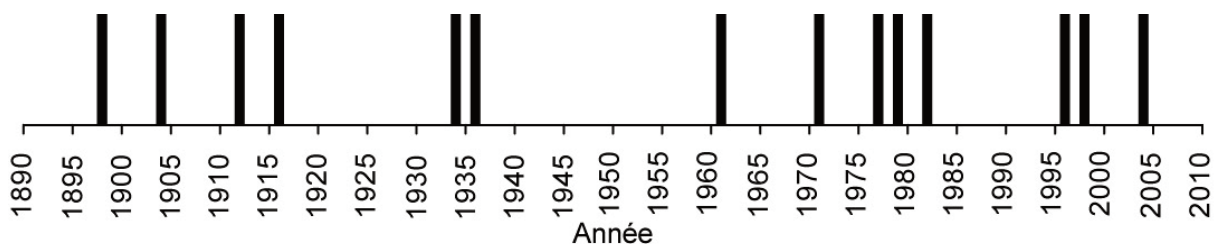
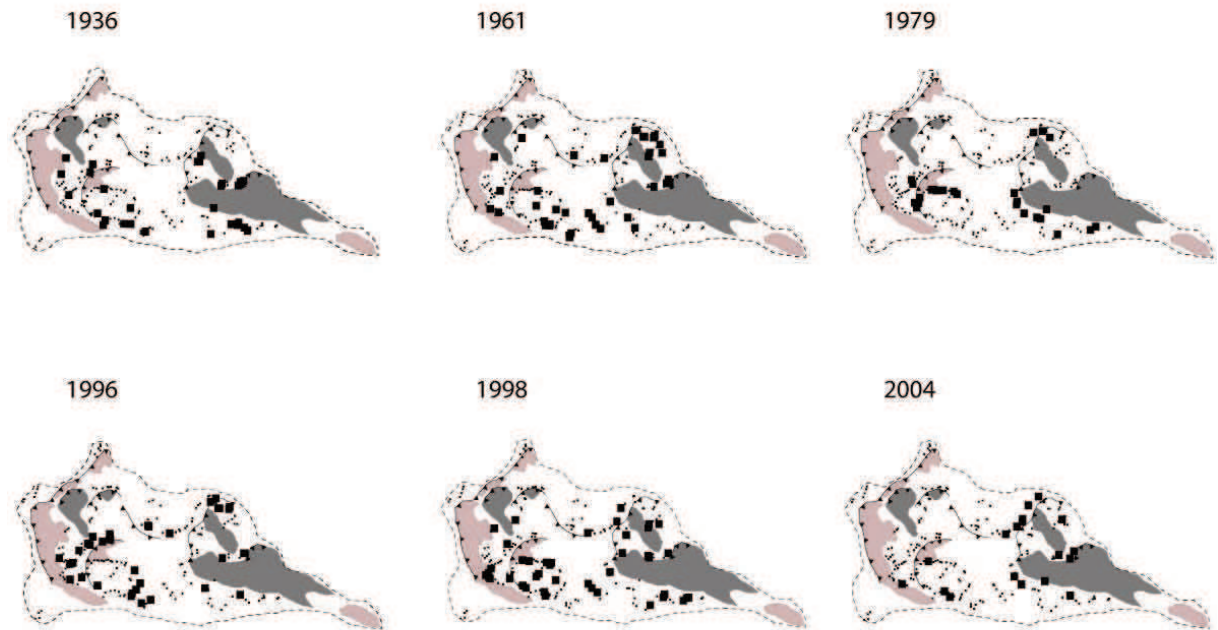


Figure 62. **Reconstruction dendrogéomorphologique des phases de réactivation du glissement des Aiguettes.**

Répartition spatiale 1



Répartition spatiale 2

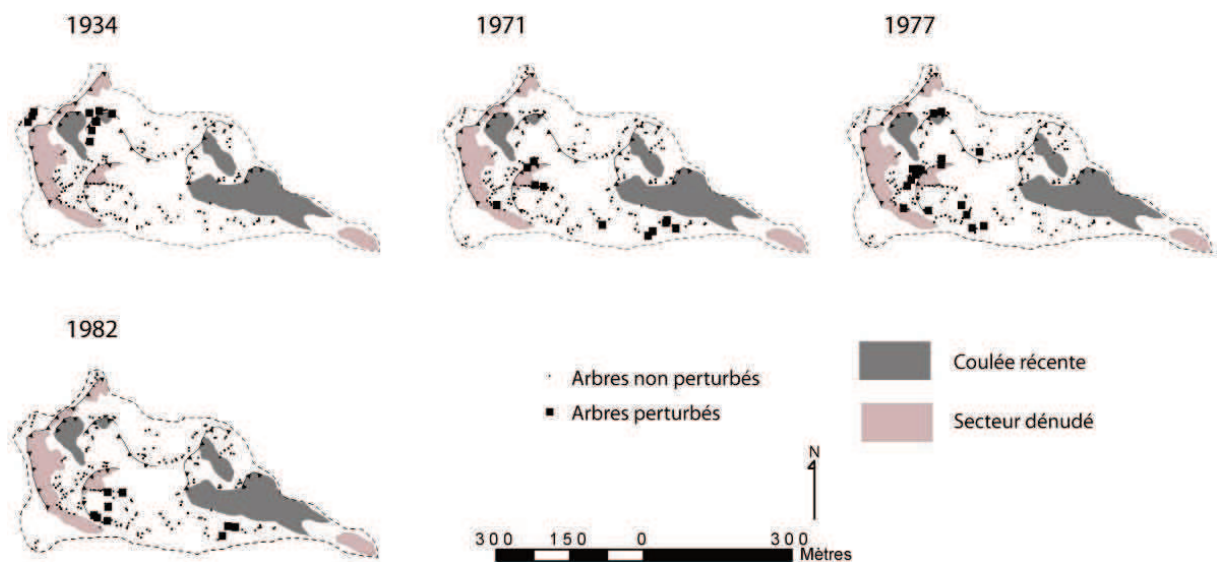


Figure 63. Les emprises spatiales des phases de réactivation du glissement de terrain des Aiguettes.

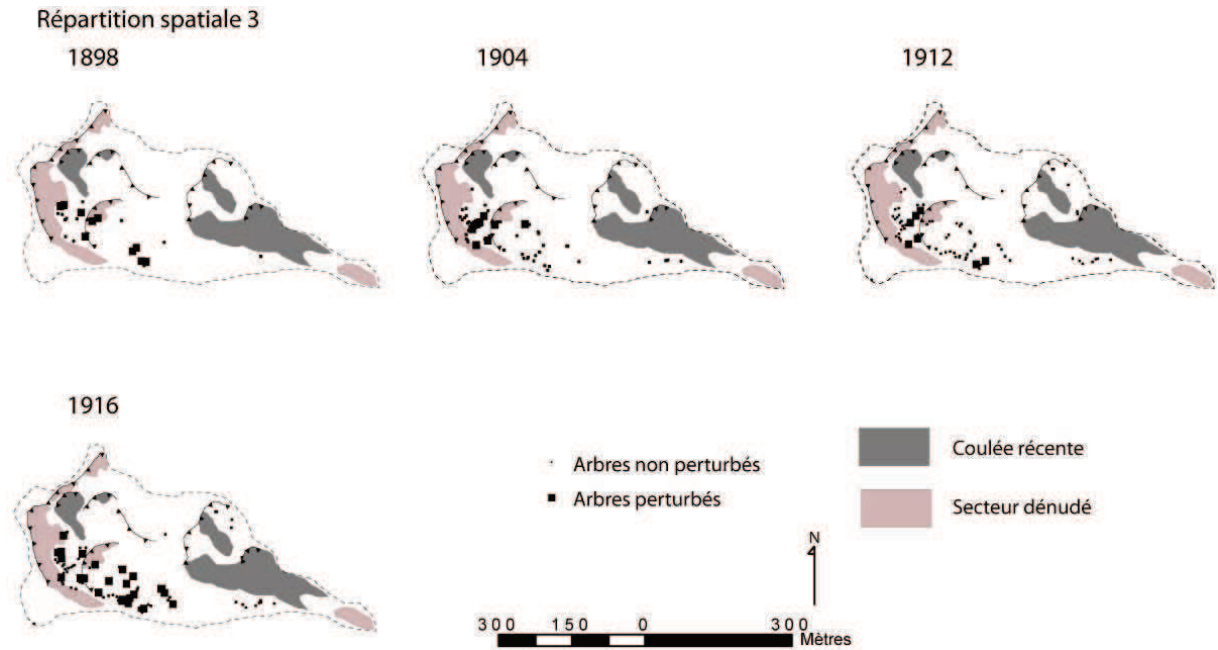


Figure 63 (suite). Les emprises spatiales des phases de réactivation du glissement de terrain des Aiguettes.

les décennies 1920-1929, 1940-1949 et 1950-1959 à 3 pour la décennie 1970-1989. On peut observer un fonctionnement épisodique du glissement, avec:

- (i) trois décennies actives entre 1890 et 1919, avec, par exemple, deux évènements reconstruits dans la décennie 1910-1919,
- (ii) une succession de 5 décennies peu actives (1920-1969) dont 3 décennies sans aucune réactivation reconstruite (1920-1929 et 1940-1949 et 1950-1959),

(iii) une fréquence accrue des réactivations depuis 1970 avec 7 évènements reconstruits, pour une moyenne, par décennie, supérieure à 1,7.

La cartographie de la répartition du nombre de phases par arbre (figure 65, a) fait ressortir une activité faible dans la partie Nord du glissement (secteur où le peuplement est le plus jeune).

En revanche, les secteurs SC2 et SC3 apparaissent plus actifs, avec un nombre de réac-

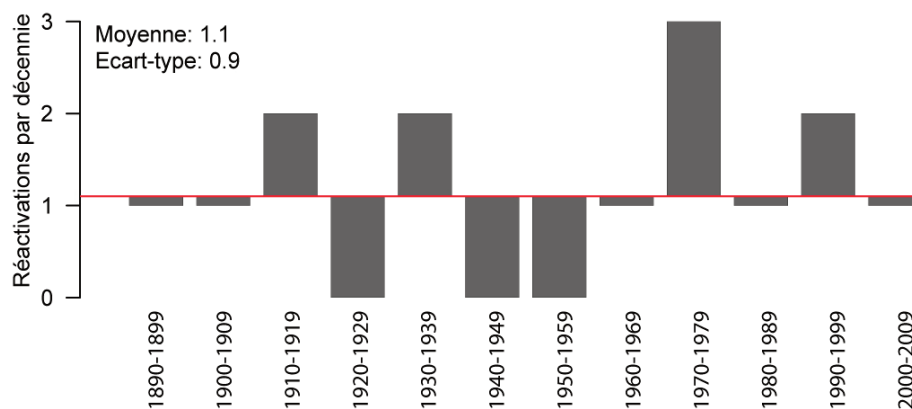


Figure 64. Fréquence décennale pour la période 1890-2009.

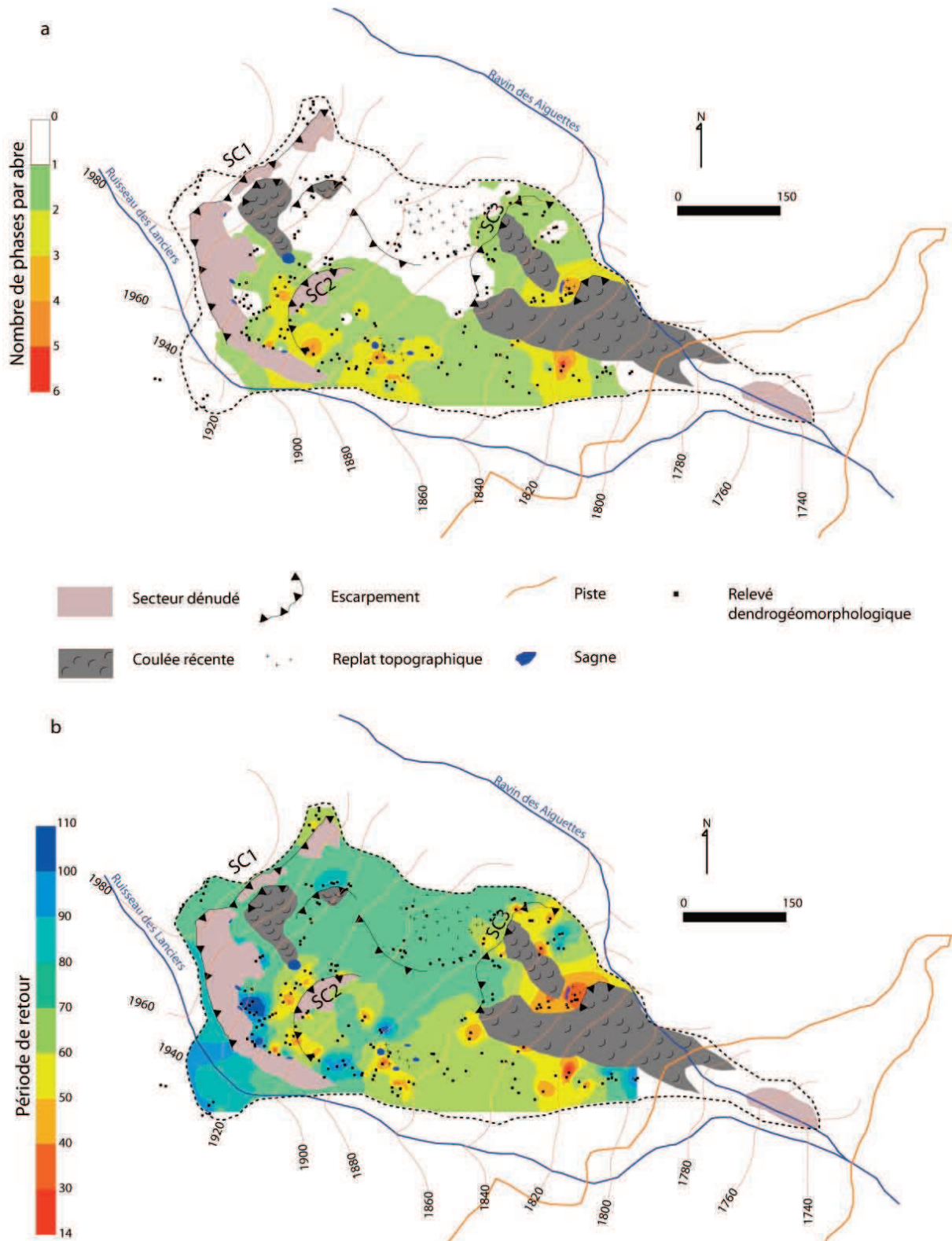


Figure 65. La cartographie du nombre de réactivations par arbre (a) et de la période de retour (b) sur le glissement de terrain des Aiguettes.

tivations enregistrées qui varient entre 1 et 6 par arbre, à l'aval de SC3.

La cartographie de la période de retour (**figure 65, b**) confirme ces observations et permet de distinguer trois unités spatiales:

- (i) SC3 et le front du glissement de terrain où l'instabilité est la plus fréquente, avec une période de retour inférieure à 60 ans. On peut noter également, à 1840 mètres d'altitude, au niveau de l'escarpement, des périodes de retour inférieures à 30 ans. La présence de récents remaniements et glissements dans ce secteur confirme cette activité (75 % du secteur est dénudé),
- (ii) SC2, moins active, avec une période de retour, comprise entre 50 et 70 ans,
- (iii) le secteur nord du glissement où la période de retour est comprise entre 70 ans dans le secteur du replat, à 110 ans, au niveau de la base de SC1. Pour cette unité, aucune phase n'est enregistrée et la période de retour cartographiée correspond à l'âge de l'arbre : il s'agit donc d'une période de retour minimale.

2.g. La cartographie de la probabilité de réactivation

La période de retour individuelle des 212 arbres a été convertie en probabilités d'occurrence à partir d'une loi de Poisson. La cartographie produite après interpolation (**figure 66**) permet d'obtenir les probabilités de réactivation pour des intervalles de temps de 5 ans (**figure 66, a**), 20 ans (**figure 66, b**), 50 ans (**figure 66, c**) et 100 ans (**figure 66, d**).

On observe, en aval de SC2 et SC3, les probabilités de réactivation maximale du glissement. La probabilité de réactivation est de 0.28 dans les 5 prochaines années et proche

de 1 dans le siècle à venir. Au contraire, à proximité de SC1, la probabilité de réactivation est faible, ne dépassant pas les 0.05 dans les 5 prochaines années et 0.57 dans le siècle à venir.

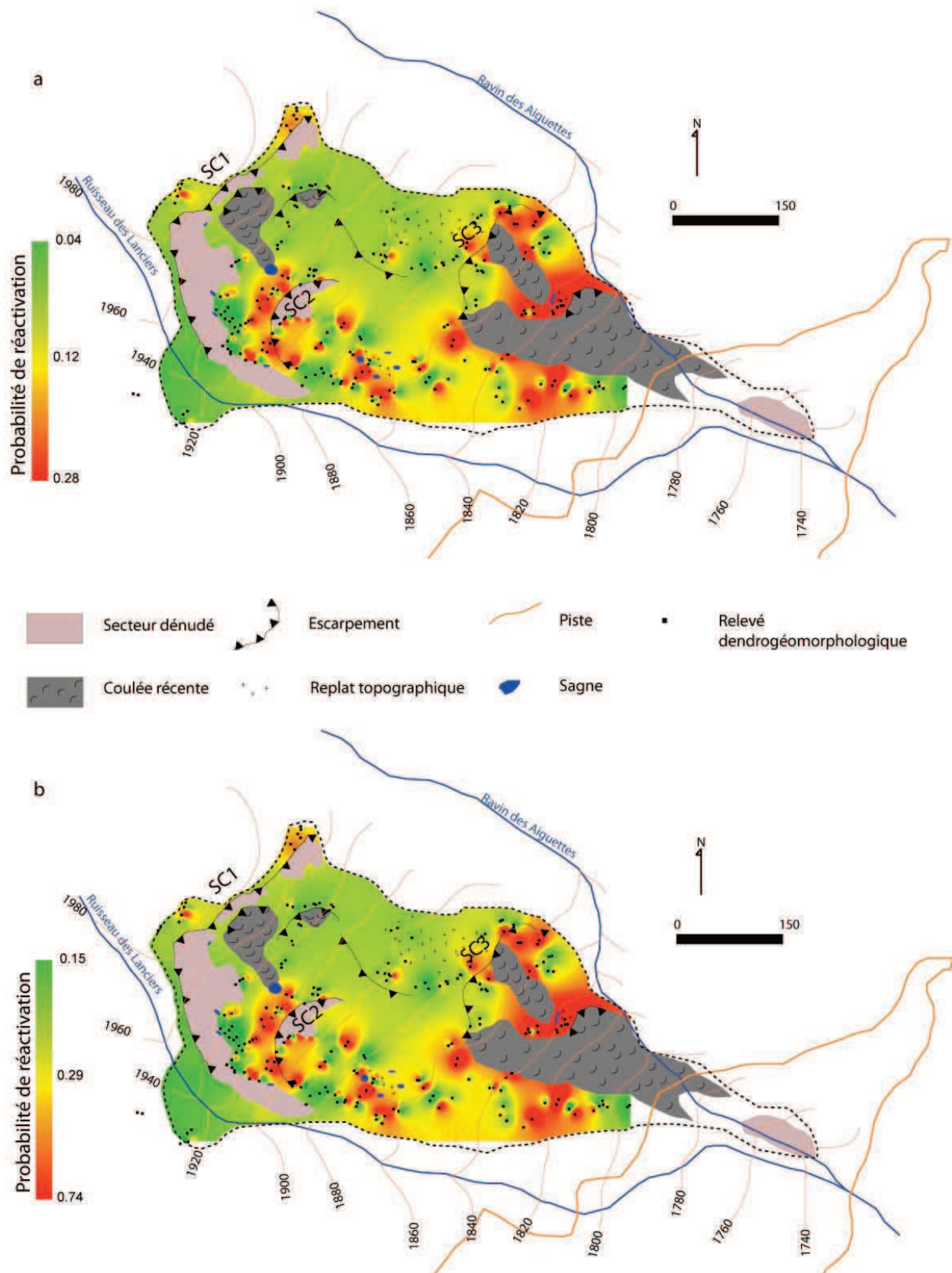


Figure 66. La cartographie de la probabilité de réactivation dans les 5 (a) et 20 ans (b) à venir.

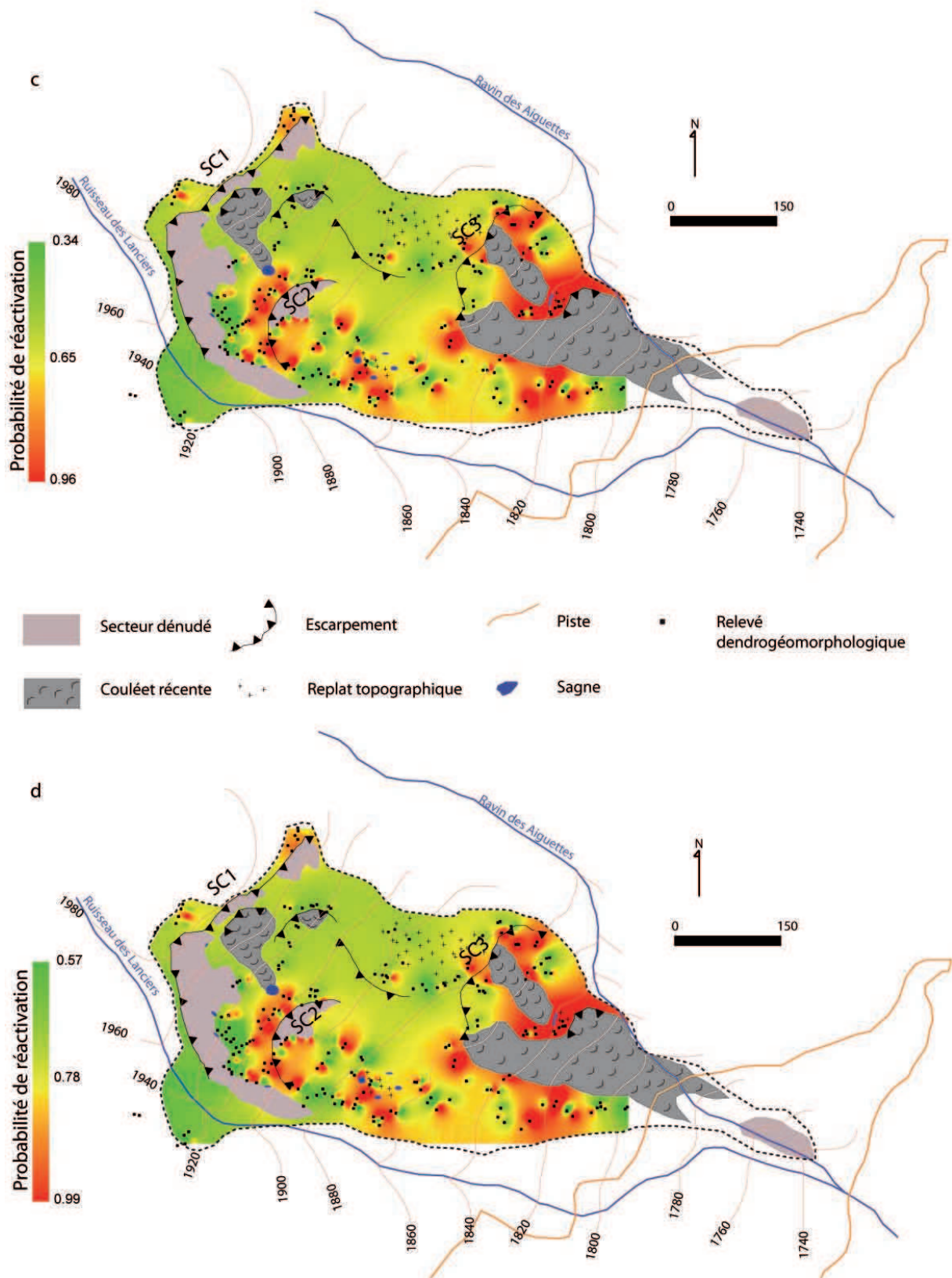


Figure 66 (suite). La cartographie de la probabilité de réactivation dans les 50 (c) et 100 ans (d) à venir.

2.h. La formation saisonnière du bois de compression

L'analyse de la position du bois de compression à l'intérieur du cerne de croissance a été utilisée pour déterminer la période de basculement de l'arbre. Le **tableau 9** présente la répartition des 295 PC interdatées pour chacune des 14 phases de réactivation reconstruites. La précision de la reconstruction, annuelle ou saisonnière, dépend du type, du nombre et du pourcentage de PC. La datation de la réactivation reste annuelle pour les années 1971, 1998 et 2004 car le nombre d'individus présentant du BC au cours de ces années est inférieur à 5. En revanche, en 1898, 1904, 1912, 1916, 1934, 1936, 1961, 1977, 1979, 1982 et 1996, la position du bois de compression dans le cerne permet d'obtenir une résolution saisonnière. Pour la totalité des années, la position intra-cerne du BC démarre dès le BIP. Ainsi, en considérant la période de formation d'un cerne de croissance et un éventuel délai dans la formation du bois de

compression, on admet un basculement de l'arbre entre le mois d'octobre (n-1) et le mois d'avril (n) pour les années 1898, 1904, 1912, 1916, 1934, 1936, 1961, 1977, 1979, 1982 et 1996.

2.i. La relation entre les réactivations et les précipitations mensuelles

L'arbre de régression de l'analyse CART met en évidence le rôle des précipitations hivernales et notamment le cumul des précipitations des mois de décembre (n-1), janvier (n-1), février (n), mars (n) et avril (n) comme facteurs déclenchants. Ainsi, lorsque le cumul est supérieur à 398 millimètres, le modèle classe correctement 94 % des années sans réactivation. La probabilité que le modèle classe correctement les années de réactivation est de 60 %. Plusieurs modèles de régressions logistiques ont été testés en prenant à chaque fois comme unique régresseur, les totaux pluviométriques mensuels, saisonniers et annuels (**tableau 10**).

Année (n)	PC (n)	RC (n)	BC (n)	BIP (%)	BIT (%)	BF (%)	Précision de la reconstruction
2004	18	17	1	100	0	0	Annuelle
1998	42	41	1	100	0	0	Annuelle
1996	36	28	8	62	0	38	Octobre 1995-Avril 1996
1982	10	5	5	100	0	0	Octobre 1981-Avril 1982
1979	27	11	16	75	25	0	Octobre 1978-Avril 1979
1977	19	11	8	87	13	0	Octobre 1976-Avril 1977
1971	12	8	4	75	0	25	Annuelle
1961	40	33	7	72	14	14	Octobre 1960-Avril 1961
1936	29	7	22	82	9	9	Octobre 1935-Avril 1936
1934	10	1	9	77	0	23	Octobre 1933- Avril 1934
1916	24	18	6	100	0	0	Octobre 1915-Avril 1916
1912	8	1	7	85	15	0	Octobre 1911-Avril 1912
1904	10	0	10	100	0	0	Octobre 1903-Avril 1904
1898	10	2	8	75	25	0	Octobre 1897-Avril 1898
total	295	183	112				

Tableau 9. La formation saisonnière du bois de compression.

PC : Perturbation de croissance; RC : Réduction de croissance; BC : Bois de compression; BIP : Bois initial précoce; BIT : Bois initial tardif; BF : Bois final.

Prédicteur	Valeur p	Significatif	A	B
uin (n-1)	0.277		0.006	-2.92
juillet (n-1)	0.502		0.005	-2.68
aout (n-1)	0.802		-0.001	-2.17
septembre (n-1)	0.742		0.001	-2.47
octobre (n-1)	0.493		0.002	-2.59
novembre (n-1)	0.612		0.002	-2.54
décembre (n-1)	0.0004	***	0.024	-4.03
janvier (n)	0.0206	*	0.018	-3.28
février (n)	0.085	.	0.012	-3.01
mars (n)	0.122		0.012	-3.08
avril (n)	0.212		0.007	-2.94
mai (n)	0.475		-0.005	-1.84
juin (n)	0.967		-0.0002	-2.28
Juillet (n)	0.694		0.003	-2.53
Aout (n)	0.678		-0.003	-2.094
septembre (n)	0.0683		-0.014	-1.32
décembre (n-1) + janvier (n) + février (n) + mars (n) + avril (n)	0.0003	***	0.015	-7.62

Tableau 10. Paramètres des modèles de régressions logistiques.

Le tableau propose la valeur de p , l'intercepte (A), la pente (B) obtenues pour chacun des prédicteurs mensuels et saisonniers analysés. Pour chaque régression la significativité est représentée avec $p < 0,001$ (***), $p < 0,01$ (**), $p < 0,05$ (*), $p < 0,1$ (.).

Le meilleur modèle dérivé de cette analyse fait ressortir, le rôle des précipitations hivernales dans la réactivation du glissement de terrain des Aiguettes. (figure 67) :

Logit (π_i) = $\beta_0 + \beta_j$ (précipitation des mois de décembre (n-1), janvier, février, mars, avril (n))

Où $\beta_0 = -8.8$ et $\beta_j = 0.018$

Selon ce modèle, la probabilité de réactivation pour le glissement de terrain des Aiguettes est de 20 % pour un cumul de précipitations de 392 millimètres (correspondant au neuvième décile de la distribution pour la période 1890-2003) et de 50 % pour un cumul de 490 millimètres.

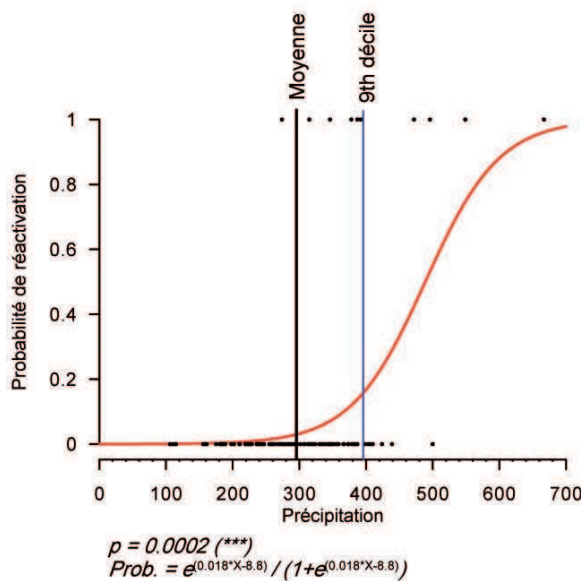


Figure 67. Modèle Logit obtenu avec les cumuls des précipitations de décembre (n-1) à avril (n).

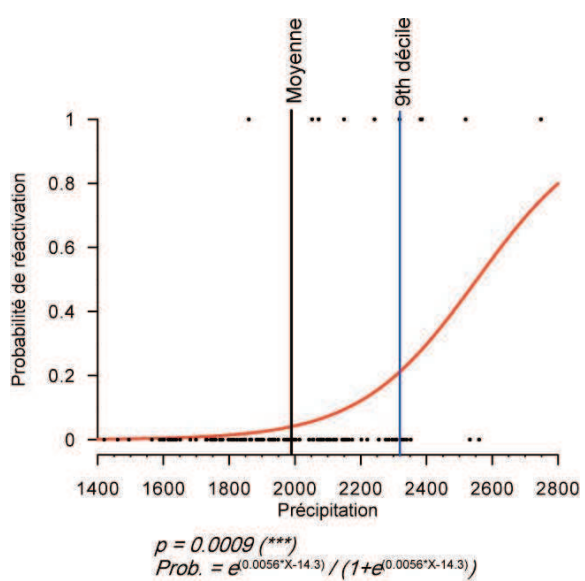


Figure 68. Modèle Logit obtenu avec les cumuls des précipitations des années n-2 et n-1 et des 4 premiers mois de l'année n.

L'analyse Logit fait également ressortir un rôle significatif du cumul des précipitations annuelles des deux années qui précèdent le déclenchement et des quatre premiers mois de l'année n.

Le modèle Logit (**figure 68**) obtenu est de type :

Logit (pi) = $\beta_0 + \beta_j$ (cumul des précipitations des années (n-2), (n-1) et des mois de janvier, février, mars, avril (n))

Où $\beta_0 = -14.3$ et $\beta_j = 0.056$

Selon ce modèle la probabilité de réactivation pour le glissement de terrain des Aiguettes est de 20 % pour un cumul de 2320 millimètres de précipitations au cours des 28 mois (seuil du neuvième décile) et de 50 % pour un cumul de précipitations de 2550 millimètres.

High-resolution fingerprints of past landsliding and spatially explicit, probabilistic assessment of future reactivations: (Aiguettes landslide, Southeastern French Alps)

Lopez Saez Jérôme^{a,*}, Corona Christophe^a, Stoffel Markus^{b,c}, Frédéric Berger^a

^a Cemagref UR EMGR, 2 rue de la Papeterie, BP 76, F38402 St-Martin-d'Hères cedex, France.

^b Laboratory of Dendrogeomorphology (*dendrolab.ch*), Institute of Geological Sciences, University of Berne, Baltzerstrasse 1 + 3, CH-3012 Berne, Switzerland

^c Climatic Change and Climate Impacts, Institute for Environmental Sciences, University of Geneva, 7 Route de Drize, CH-1227 Carouge, Switzerland

Abstract

The purpose of this study was to reconstruct spatio-temporal patterns of past landslide reactivation and the possible occurrence of future events in a forested area of the Barcelonnette basin (Southeastern French Alps). Analysis of past events on the Aiguettes landslide was based on growth-ring series from 223 heavily affected Mountain pine (*Pinus uncinata* Mill. ex Mirb.) trees growing on the landslide body. A total of 355 growth disturbances were identified in the samples indicating 14 reactivation phases of the landslide body since AD 1898. The spatio-temporal accuracy of the reconstruction is confirmed by historical records and aerial photographs. Logistic regressions using monthly rainfall data from the HISTALP database indicated that landslide reactivations occurred due to above-average precipitation anomalies in winter. They point to the important role of snow in the triggering of reactivations at the Aiguettes landslide body. In a subsequent step, spatially explicit probabilities of landslide reactivation were computed based on the extensive dendrogeomorphic dataset using a Poisson distribution model for an event to occur in 5, 20, 50, and 100 yr. High-resolution maps indicate highest probabilities of reactivation in the lower part of the landslide body and increase from 0.28 for a 5-yr period to 0.99 for a 100-yr period. In the upper part of the landslide body, probabilities do not exceed 0.57 for a 100-yr period and somehow confirm the more stable character of this segment of the Aiguettes landslide. The approach presented in this paper is considered a valuable tool for land-use planners and emergency cells in charge of forecasting future events and in protecting people and their assets from the negative effects of landslides.

*Corresponding author : Jerome.lopez@cemagref.fr

Keywords: dendrogeomorphology, Poisson distribution model, probability maps, threshold precipitation.

1. Introduction

Landslides are a major driver of landscape changes and evolution by transferring sediment from sources to sinks (Guzzetti et al., 2005). The occurrence of mass movements is have recently become a topic of major interest for both researchers and local administrators, especially in relation with the assessment of landslide hazards and risks (Magliulo et al., 2008). The increasing interest in landslides certainly reflects the increasing awareness of the socio-economic significance of landslides (Aleotti and Chowdhury, 1999) but also indicates quite clearly that human pressure on the environment has become more important for land development and urbanization (Petrascheck and Kienholz, 2003). An appropriate assessment of existing and potential future landslide hazards requires, among others, a detailed determination of the spatial and temporal occurrence of landslides at the site level. However, major obstacles normally exist for such studies due to the lack of reliable historical records on the frequency and localization of past events (Aleotti and Chowdhury, 1999). As a consequence, past research focused more on landslide susceptibility (see Guzzetti, 2000 and references herein for a review) rather than on the documentation of landslide hazards.

By contrast, comparatively few attempts have been undertaken to establish the temporal frequency of slope failures in the past. In previous work historical records were reconstructed for single landslides or landslide-prone regions and estimates were usually derived from existing archives such as narrations, terrestrial or aerial photographs, remote sensing series, incidental statements or, more rarely, from public historical databases (e.g., Brunsten et al., 1976; Guzzetti et al., 1994; Hovius et al., 1997; Coe et al., 2000; Crovelli, 2000; Martin et al., 2002). Yet, the temporal window of such records only seldom spans more than a few decades and almost never covers centuries. In addition and even more importantly, archival data on landslides have not normally been recorded for geomorphic purposes. As a result, they lack spatial completeness, resolution and precision and invariably emphasize events that caused damage to human structures (Mayer et al., 2010). At the same time, they tend to underestimate failures, even large ones, which took place in areas which have been not been populated in the past (Guzzetti et al., 1994; Ibsen, 1996; Carrara et al., 2003). Finally, there are also considerable problems in interpretation because of the changing standards and criteria of reporting in archival records over time (Ibsen, 1996).

In wooded shallow landslides, the use of tree rings may greatly help the documentation of past events and may allow reconstruction of precise chronologies of landslide reactivations over considerable periods of the past. According to Carrara et al. (2003), the first investigators to use tree rings to date landslides were McGee (1893) in Tennessee and Fuller (1912) in Mississippi. However, modern dendrogeomorphology dates back to the early 1970s (Alestalo, 1971) and the information contained in tree-ring records has been used extensively in the United States (e.g., Shroder, 1978; Reeder, 1979; Jensen, 1983; and Carrara, 2007 for a recent review) ever since. In Europe, tree rings have been used to document landslide reactivations in the French (e.g. Braam et al., 1987; Astrade et al., 1998; Lopez Saez et al., 2011, a, b) and Italian Alps (Fantucci, 1999; Stefanini,

2004), the Spanish Pyrenees (Corominas and Moya, 1999) or the Flemish Ardennes (Van Den Eeckhaut et al., 2009). Whereas these studies focused on the overall activity or possible triggers of landslides, they did neither define the temporal frequency of reactivation for specific areas or address the probability of future events to occur in certain compartments on the landslide body. However, the localization of past and potential future landslide reactivation along with a detailed assessment (i.e. sub-annual resolution) of actual landslide triggers appears key for a better understanding of the process and for the management of sites at risk.

The purpose of this study therefore was to provide a highly resolved spatio-temporal chronology of reactivations on a forested shallow (4–9 m) landslide body located in the Ubaye Valley (Alpes de Haute-Provence, France). The specific goals of this study were to (i) derive periods of landslide reactivation with sub-annual resolution using the dendrogeomorphic record of 223 Mountain pine (*Pinus uncinata* Mill. ex Mirb.) trees and to (ii) compare results with the existing historical archives to evaluate the spatio-temporal accuracy of the reconstruction. In addition, (iii) single-point data on past landslides was then compiled to derive a high-resolution landslide return period map for the landslide body and (iv) to quantify and map the probability of landslide reactivation for the coming 5, 20, 50, and 100 yr, using a Poisson distribution. In a final step, (v) the coincidence between landslide reactivations and extreme precipitation was examined in order to improve existing threshold values for the triggering of major landslides in the French Alps.

2. Study site

The Aiguettes landslide (44°25'31"N, 6°36'27" E, Fig. 1a) is located in the Riou-Bourdoux catchment, on the north-facing slope of the Barcelonnette basin, 3 km north of Saint-Pons (Alpes de Haute-Provence, France). The Riou-Bourdoux catchment, a small tributary of the Ubaye River, has been considered the most hazardous torrential area in France and is well known for its extensive mass-movement activity (Delsigne et al. 2006, Lopez Saez et al., in press). The Aiguettes landslide body is 800 m long, 400 m wide (16 ha) and ranges from 1740 to 1980 m asl (Fig. 2). Geology is characterized by a 9-m thick top layer of morainic colluvium formed of blocks of Triassic limestone and dolomite buried in a sandy matrix. The colluvium is underlain by autochthonous Callovo-Oxfordian black marls (Stien, 2001; Utasse, 2009) which are very sensitive to weathering and erosion (Antoine, 1995). The area is characterized by a dry and mountainous Mediterranean climate with strong inter-annual rainfall variability. According to the HISTALP dataset (Efthymiadis et al., 2006), precipitation at the gridded point closest to the Aiguettes landslide (44°25'N, 6°35'E) is 895 ± 154 mm yr⁻¹ for the period 1800-2003. Rainfall can be violent, with intensities trespassing 50 mm h⁻¹, especially during frequent summer storms. Melting of the thick snow cover, which forms during the cold months from December to March, only adds to the effect of heavy spring rain (Flageollet, 1999). Mean annual temperature is 7.5°C with 130 days of freezing per year (Maquaire, 2003). These predisposing geomorphic and climatic factors explain the occurrence of a large rotational landslide. This slump usually affects the uppermost 4-9 m of the top moraine layer (Stien, 2001; Utasse, 2009). The study site is characterized by irregular topography

with a mean slope angle of $\sim 20^\circ$. Three main scarps (SC) delineate the head of the landslide (Fig. 1b, Fig. 2): SC1, located at ~ 1980 m asl, is 200 m long and 40 m high, completely void of vegetation; SC2, located at ~ 1920 m asl, is 25 m high, with a slope angle of 30° , and partly colonized by trees; and SC3, located at ~ 1880 m asl, is 40 m high, with a slope angle of 70° and completely void of vegetation. In this sector, a recent earth slide is clearly visible (Fig. 1e, 2). As for the trees, *Pinus uncinata* has a competitive advantage on these dry, poor soils (Dehn, 1999) and form nearly homogeneous forest stands outside the surfaces affected by the scarps and recent earth slides. The tilted and deformed *P. uncinata* trees also clearly indicate that the Aiguettes landslide has been affected by multiple reactivations in the past (Fig. 1c,d,e).

3. Material and methods

3.1. Collection and preparation of samples

Based on an outer inspection of the stem, *P. uncinata* trees influenced by past landslide activity were sampled. Four cores per tree were extracted; two in the supposed direction of landslide movement (i.e. upslope and downslope cores), and two perpendicular to the slope. To gather the greatest amount of data on past events, trees were sampled within the tilted segment of the stems. To avoid misinterpretation, trees growing in sectors influenced by processes other than landslide or anthropogenic activity (sylviculture) were disregarded systematically for analysis. A total of 223 disturbed *P. uncinata* trees were sampled with 892 increment cores. For each tree, additional data were collected, such as (i) tree height; (ii) diameter at breast height; (iii) visible defects in tree morphology, and particularly the number of knees; (iv) position of the extracted sample on the stem; (v) photographs of the entire tree; and (vi) data on neighboring trees. Tree coordinates were obtained with an accuracy < 1 m with a Trimble GeoExplorer GPS. In addition, 20 undisturbed *P. uncinata* trees located above the landslide scarps and showing no signs of landslide activity or other geomorphic processes were sampled to establish a reference chronology. Two cores per tree were extracted, parallel to the slope direction and systematically at breast height. The reference chronology represents common growth variations in the area (Cook, 1990) and enables precise cross-dating and ageing of the core sampled on the landslide body. The samples obtained in the field were analyzed and data processed following standard dendrochronological procedures (Bräker, 2002; Stoffel and Perret, 2006). Single steps of surface analysis included sample mounting on a slotted mount, drying, and surface preparation by finely sanding the upper core surface up to grit size 600. In the laboratory, tree rings were counted and ring measured to the nearest 0.01 mm using a digital LINTAB positioning table connected to a Leica stereomicroscope and TSAP-WIN Scientific software (Rinntech, 2009). The reference chronology was developed based on the growth curves of the undisturbed trees using the ARSTAN software (Cook, 1985). The two measurements of each reference tree were averaged, indexed and detrended using a double detrending procedure (Holmes, 1994) with a negative exponential curve (or linear regression) and a cubic smoothing spline function (Cook, 1990). The quality of the cross-dating was evaluated using COFECHA (Holmes, 1983) as well as the graphical functions of TSAPWin (Rinntech, 2009).

Growth curves of the samples of disturbed trees were then compared with the reference chronology to detect missing, wedging or false rings and to identify reactions to mechanical stress. As no significant correlation was found between the reference chronology and 44 cores from 11 affected trees, we rejected these samples for further analysis.

3.2. Age structure of the stand

The age structure of the stand was approximated by counting the number of tree rings of selected trees (n=212, 95% of the sampled population) and visualized after an inverse distance weighted interpolation using ArcGIS 9.3 (ESRI, 2005). Interpolations were performed using an ellipse-shaped search including data from ten to fifteen neighboring weighted points. The same method was used for the return period and probability maps. However, since trees were not sampled at their stem base and the piths or innermost rings of several trees were rotten, the age structure might be biased and only reflects ages at sampling height, but neither reflect inception nor germination dates. Nonetheless, it provides valuable insights into major disturbance events at the study site with reasonable precision.

3.3. Sign of disturbance in the tree-ring record

Landslide movement induces several kinds of GD to trees, most commonly in the form of an abrupt reduction in annual ring width and/or the formation of compression wood (CW) on the tilted side of the stem. A reduction in annual ring width over several years is interpreted as damage to the root system, loss of a major limb, or a partial burying of the trunk resulting from landslide activity (Carrara and O'Neill, 2003). In this study, growth-ring series had to exhibit (i) a marked growth reduction (GR) in annual ring width for at least five consecutive years such that the (ii) width of the first narrow ring was 50% or less of the width of the annual ring of the previous year. The onset of CW is interpreted as a response to stem tilting induced by landslide pressure. Tilted trees try to recover straight geotropic growth (Mattheck, 1993) through the development of asymmetric growth rings, i.e. the formation of wider annual rings with smaller, reddish-yellow colored cells with thicker cell walls (so-called CW; Timell 1986) on the tilted side and narrow (or even discontinuous) annual rings on the opposite side (Panshin and De Zeeuw, 1970; Carrara and O'Neill, 2003).

In the laboratory, wood anatomical analysis and microscopic observation focused on CW formation. Based on data from neighboring sites (Rolland and Florence-Schueller, 1998), we know that the vegetation period of *P. uncinata* locally starts at the end of May with the formation of thin-walled early earlywood (EE) tracheids. The transition from late earlywood (LE) to latewood (L) occurs in mid-July and the formation of thick-walled tracheids ends in early October. The period between October and May is called the dormancy (D), and there is no cytogenesis during this time of the year (Stoffel et al., 2005). The intra-annual position of CW was used in this study to determine the moment of tilting (for more details and illustrations on the seasonality of CW formation see Lopez Saez et al. (2011a) and references therein).

3.4. Dating of events

Determination of events was based on the number of samples showing GD in the same year and on the spatial distribution of affected trees on the landslide body (Bollschweiler et al., 2008). To avoid overestimation of GD within the tree-ring series in more recent years because of the larger sample of trees available for analysis, we used an index value (I_t) as defined by Butler and Malanson (1985):

$$I_t = \left(\frac{\sum_{i=1}^n (R_t)}{\sum_{i=1}^n (A_t)} \right) \cdot 100 \quad (1)$$

Where R is the number of trees showing a GD as a response to a landslide event in year t , and A is the total number of sampled trees alive in year t . Following disturbance by an initial event, a tree may not necessarily yield useful data on additional events for some time (i.e. a tree may already be forming a narrow band of annual rings such that a subsequent disturbance would not be detected; Stoffel et al., 2010); this is why I_t was adjusted to only take account of trees with a useful record for year t (Carrara and O'Neill, 2003). A minimum of 10 trees exhibiting a response was required for a major reactivation to be dated so as to avoid an overestimation of relative response numbers resulting from a low number of trees early in the record (e.g. Dubé et al., 2004; Corona et al., 2010).

In order to minimize the risk that GD caused by other (geomorphic) processes could mistakenly be attributed to a landslide event and to take account of the sample size, the chronology of past events was also based on $I_t > 5\%$. However, the strictness of these thresholds and the large sample size may induce a misclassification of minor reactivation. To avoid misclassification, the annual patterns of disturbed trees for years with $5\% > I_t > 2\%$ and GD in ≥ 5 trees were carefully examined. Using GPS coordinates, trees were placed into a Geographical Information System (GIS; ESRI 2005) as geo-objects, and GD were linked as attributes to each single tree. We computed autocorrelations (feature similarity) based on the location and values of trees with the ArcGIS pattern analysis module and calculated yearly Moran indices (Moran, 1950) to evaluate whether the pattern of disturbed trees was clustered, dispersed or random. A Moran index value near 1 indicates clustering while a value near -1 indicates dispersion. The Z scores and p-values were used to indicate the significance of individual Moran index values. Random and dispersed patterns were disregarded from the reconstruction whereas years with clustered patterns were considered as minor or spatially limited movements.

3.5. Calculation of landslide return periods and probabilities of reactivation

Traditionally, the return period designates the mean time interval at which a material reaches a given point in an avalanche path (McClung and Schaerer, 1993; Corona et al., 2010). Frequency is usually expressed in years as a "return period" (i.e. 1/frequency). By analogy, individual tree return periods (R_p) were calculated for the Aiguettes landslide from GD frequency f for each tree T following Reardon et al. (2008):

$$f_T = \left(\sum_{i=T}^n GD \right) \div \left(\sum_{i=T}^n A \right) \quad (2)$$

where GD represents the number of growth disturbances detected in tree T , and A the total number of years tree T was alive.

The exhaustive sampling of trees, the effectiveness of the dendrogeomorphic reconstruction and the unusually complete landslide record covering a comparably long time span was then used to perform a probabilistic landslide analysis. The theoretical probability for a landslide to occur at Aiguettes was modeled using a Poisson distribution (Crovetto, 2000; Guzzetti, 2000; Corominas and Moya, 2010; Lopez Saez et al., 2011b). The Poisson model allows determination of future landslide probability based on the assumptions (Guzzetti et al., 2005) that (i) the number of landslide events that occurs at disjoint time intervals is independent; (ii) the probability of an event occurring in a very short time is proportional to the time interval; (iii) the probability of more than one event in a short time interval is negligible; (iv) the probability distribution of the number of events is the same for all time interval of fixed lengths; and that (v) the mean recurrence of events will remain the same in the future as it was observed in the past. Based on the above consideration, the probability p for an event with a return period T to occur in a given number of years N (fixed to 5, 10, 20 and 100 years) was computed as follows:

$$p = 1 - e^{(-N/T)} \quad (3)$$

According to this distribution, the probability for a centennial event to occur during the next 100 years is, for example, $p=0.63$.

3.6. analysis of meteorological conditions leading to landslide reactivation

The relationship between the actual triggering of landslides and rainfall depends on the characteristics of the movement: shallow landslides are commonly triggered by heavy rains falling in the hours or days preceding an event, whereas deeper landslides are usually related to the total rainfall recorded over several weeks or months, and deep-seated movements can even be related to the yearly amounts of precipitation (e.g., Corominas and Moya, 1999; Flageollet, 1999; Stefanini, 2004). At Aiguettes, the depth of the rotational landslide is estimated at 4-9 m (Stien, 2001; Utasse, 2009).

Dendrogeomorphology may yield dates of landslide reactivation with sub-annual or up to seasonal accuracy (Lopez Saez et al., 2011a), but the exact timing of landslide reactivation within a dendrochronological year will remain unknown (Corominas and Moya, 1999). For these reasons, this study did not focus on the relationship between landslide occurrences and heavy rainfall over short periods, but rather considered mean monthly values to provide an appropriate level of resolution for analyses. Monthly homogenized precipitation records were taken from the HISTALP dataset (Efthymiadis et al., 2006) consisting of a dense network of 192 meteorological stations extending back to AD 1800 and covering the Greater Alpine Region (4-19°E, 43-49°N, 0-3500 m asl). It consists of station data gridded at $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ latitude and longitude, which were $44^\circ 25'N$ and $6^\circ 35'E$ for this study. The correlation coefficients (not presented) between the HISTALP series and the observed records from the Barcelonnette meteorological station (available for the period 1954–2003)

are significant at $p < 0.05$ for all months. Several classification and regression tree (CART; Breiman et al. 1984; Ripley 1996) analyses have been used in the past to predict landslide reactivation years from the set of historic climate data (Hebertson, 2003) using rpart routine (Therneau and Atkinson, 1997) of the R package (R Development Core Team, 2007). CART is a statistical method which explains the variation of a response variable (i.e. landslide indices I_t in the present case) using a set of explanatory independent variables, so-called predictors (i.e. monthly climatic data). The method is based on a recursive binary splitting of the data into mutually exclusive subgroups within which objects have similar values for the response variable (see Breiman et al., 1984 for details). Several CART models were tested for our study with monthly, seasonal and annual combinations of predictors and years from 1898 to 2003 and grouped into two response classes. Years with $I_t < 5\%$ were attributed to class 0, and years with $I_t > 5\%$ and clustered patterns were defined class 1. Predictors were chosen to cover a large time range so as to evaluate a potential delay between rainfall, landslide triggering and GD formation (Timell, 1986). Monthly precipitation totals from previous June to current September were successively tested as predictors. The relation between climatic variables and landslide reactivation was further explored using logistic regression (Aldrich and Nelson, 1984; Hebertson, 2003; Lopez Saez et al., 2011a). This method describes the relationship between a dichotomous response variable, the presence/absence of a landslide reactivation in our case, and a set climatic data. It addresses the same questions as a least squares regression (OLS). In the logistic regression, however, one estimates the probability that the outcome variable assumes a certain value rather than estimating the value itself by fitting data to a logistic curve. The logit is simply the log odds ratio of mean landslide reactivation probability:

$$\text{logit}(p_i) = \frac{p_i}{(1-p_i)} \quad (4)$$

where p is the probability of a major landslide year for i years (1898-2003 herein). It is modelled as a linear function:

$$\text{logit}(p_i) = \beta_0 + \beta_1 \chi_{1,i} + \dots + \beta_k \chi_{k,i} \quad (5)$$

with an equivalent formulation:

$$p_i = \frac{1}{1 + e^{-(\beta_0 + \beta_1 \chi_{1,i} + \dots + \beta_k \chi_{k,i})}} \quad (6)$$

where χ_k represents the k climatic factors used as regressors for year i , β_0 the intercept, and β_k the regression coefficients. The unknown parameter β_j is usually estimated by maximum likelihood using a method common to all generalized linear models.

4. Results

4.1. Age structure of the stand and growth disturbances

After cross-dating, data on the pith age at breast height from 212 *P. uncinata* trees growing on the Aiguettes landslide suggest an average age of the sample of 91 ± 16 yr. The oldest tree selected for analysis shows 120 rings at sampling height (AD 1890), while 60 growth rings (AD 1950) were counted in the youngest tree. As can be seen from Fig. 3, the distribution of tree ages is characterized by two modes in the age classes with 60-90 and 90-120 yr. When an age correction factor is added to take account of the sampling height, inception dates for seedlings can be attributed to two phases in the 1880s and 1910s. Our data also show that trees aged 60-90 yr constitute the forest matrix. Older trees (>90 yr) are restricted to (i) a large patch in the southern part of the landslide body (1850-1950 m asl); and to (ii) a smaller patch located in the lower part of the landslide body, at the southern margin of a recent earthslide (1780-1820 m asl).

A total of 355 GD relating to past landslide reactivations was identified in the 212 disturbed trees. The most common reaction to landslide reactivations was the presence of abrupt growth reductions with 60% of all GD (213 GD). The onset of compression wood (142 GD, 40%) represents another common response of disturbed *P. uncinata* trees to landsliding. Trees with CW were used to determine the intra-seasonal timing of tilting at the Aiguettes landslide. As can be seen from Table 1, CW formation clearly concentrates to EE (92%). Considering the timing of annual tree-ring formation at Aiguettes, we conclude that tilting preferentially occurred between October of the previous and April of the year showing CW.

In AD 1892, sample depth surpassed the $n=5$ trees threshold for GD to be considered minor landslide reactivation events. Sample depth increased markedly after AD 1900 and surpassed 50% ($n=106$) of the total population in 1922. The earliest GD was recorded in 1894, however, a landslide reactivation was not inferred for this year as GD were restricted to one tree (Fig. 4a, b).

4.2. Landslide reactivations

In total, 15 years did exceed the 2% threshold for I_t (Fig. 4a) with ≥ 5 trees exhibiting a GD (Fig. 4b) between 1898 and 2004. Twelve major reactivations with $GD > 10$ and $I_t > 5\%$ were reconstructed in 1898, 1904, 1911, 1916, 1936, 1961, 1971, 1977, 1979, 1996, 1998, and 2004 (Fig. 4a, b). For the years 1912, 1955, and 1982, the number of GD was > 5 and $5\% > I_t > 2\%$; these years could not be considered reactivation events with equal confidence and were therefore further tested with yearly Moran I statistics. Results point to a spatial clustering with sufficient aggregation in 1912 (0.18) and 1982 (0.14); these were considered years with landslide reactivation. In 1955, Moran I statistics point to a dispersed distribution of affected trees (-0.01) with no significant pattern; this year was not therefore kept for further analysis.

4.3. Spatial distribution of tree disturbed by landslide reactivations

The spatial distribution of disturbed trees by the same landslide reactivation is of considerable help for the determination of the spatial extent of past reactivation. Event-response maps are provided in Fig. 5 and yielded three general patterns for landslide reactivation at Aiguettes. In 1936, 1961, 1979, 1996, 1998, and 2004, landslide reactivation affected trees being affected by scarps SC2 and SC3 (event pattern 1). Event pattern 2 is represented with the landslide reactivations of 1934, 1971, 1977 and 1982. In this case, GD are restricted to isolated segments of the landslide body. For instance, the reactivation of 1934 only disturbed trees located in the northern segment of the landslide body below SC1. Event pattern 3 is illustrated with the reactivations of 1898, 1904, 1912 and 1916. GD are restricted to the upper part of the landslide body, near SC2. However, the real spatial extent of these reactivations could not be determined, as only the oldest trees growing on the landslide body could be used for analysis for these early-20th century events.

4.4. Return period and landslide probability maps

Considering the 14 reactivations within the sampled area, the mean return period for the Aiguettes landslide is 0.11 event yr⁻¹ for the period 1891-2010. The number of reactivations clearly increases from 3 yr for the period 1921-1970 to 7 yr for the period 1971-2010. Maximum decadal frequencies (3 events) are observed in 1971-1980. Conversely, no event was reconstructed in the 1921-1930 and 1941-1960. Within the area sampled, return periods range from 14 to 70 years below 1880 m a.s.l. (Fig. 6). Minimal return periods (<30 yr) are reconstructed downslope from SC2. Conversely, the least affected compartment of the landslide body are restricted to its south-westernmost part.

In a subsequent step, return periods of landslide reactivation were transformed into landslide occurrence probability using a Poisson distribution. Highly-resolved maps of return period derived from the 212 cross-dated disturbed trees were used to represent the probability for a landslide reactivation to occur within 5, 20, 50, and 100 yr (Fig.7a, b, c, d). As expected, the probability for a landslide to be reactivated is highest near SC2 and increases from 0.28 for the 5-yr to 0.99 for the 100-yr period. At the margins, probabilities for a new landslide event are lower; yet, they remain >0.57 for the 100-yr period.

4.5. Relationship between landslide occurrences and meteorological data

At Aiguettes, the best model derived from CART analyses used winter precipitation to optimize splitting event probabilities. Splitting values for winter total precipitation was 398 mm, and the confusion matrix indicates that the model classified correctly non-landslide years in 94% of the cases. The likelihood of correctly classifying landslide reactivation is 60%. Several logistic regression models were tested with the presence (absence) of landslide reactivation as a dichotomous response variable and with monthly, seasonal, and annual rainfall as a single predictor. Analyses confirmed the primordial role of winter total precipitation (from December to April, hereafter referred to as DJFMA) in landslide triggering (Table 2) and the most parsimonious logistic regression model after backward elimination has the general form:

$$\text{logit}(\pi) = \beta_0 + \beta_j(\text{DJFMA rainfall})$$

The model provides parameter estimates of -8.36 for β_0 and 0.017 for β_j . β_j indicates that the probability of a landslide reactivation was estimated to increase by 0.017 with a respective 1 mm increase in mean DJFMA rainfall. The likelihood ratio test, significant at $p > 0.001$ indicates that the logit model is better than a null model and is correctly predicting landslide triggering probability. The probability of a landslide is 15% for 393 mm winter rainfalls (i.e. ninth decile threshold for winter precipitation; see Fig. 8) and 50% for 505 mm of rainfall.

5. Discussion

5.1. Spatio-temporal accuracy of the reconstruction

Dendrogeomorphic analysis of 848 increment cores and four cross-sections taken from 212 Mountain pine (*P. uncinata*) trees allowed reconstruction of 14 reactivation phases of the Aiguettes landslide between 1890 and 2010. The reconstructed time series represents a minimum frequency of reactivation events for the Aiguettes landslide in the recent past as the reconstruction was limited by tree age. A photograph from 1890 (Fig. 9) does not show a continuous forest in the Aiguettes area and therefore supports our data suggesting tree germination and the establishment of a forest at the study site around the end of the 19th century. In addition, the forested patch located between SC1 and SC2 present in Fig. 9 confirms the older ages obtained with tree-ring analysis (Fig. 3). Furthermore, the existence of SC1 and SC2 on the photograph reveals that the first occurrence of landslides at Aiguettes predates the oldest dendrogeomorphic event dated to 1898.

Several limitations became apparent as to the potential of tree-ring analysis in detecting landslide events. First of all, only reactivations powerful enough to damage trees (e.g., topping, tilting, or root disruption) will remain visible in the dendrogeomorphic record. The more violent and destructive events are, however, capable of killing trees and evidence of this category of events is not likely to be available to the investigator, as dead trees will disappear some time after an event. Second, our reconstruction was limited by the age of the trees established on the landslide body, an element which is partly linked to the frequency of destructive events. Third, it is also obvious that a tree recovering from an initial landslide event and forming very narrow annual rings or CW will not necessarily develop a signal after a subsequent reactivation that is different enough for it to be clearly distinguishable from the first event (Carrara and O'Neill, 2003).

Despite these limitations, the methodology deployed in this study clearly enhances the reliability of datasets on past landslide events at the local level. In addition, the *It* and *GD* thresholds as well as the spatial analysis of event-response maps minimized the risk of *GD* resulting from non-landslide events to be included in the chronology. The thresholds also allowed rejection of *GD* related to creep or fall which have been shown to affect a rather limited number of trees per event (Stoffel and Perret, 2006).

For the period 1948-2007, the diachronic analysis of aerial photographs provides additional evidence for the spatio-temporal accuracy of the dendrogeomorphic reconstruction presented in this paper. Between 1948 and 1956 (Fig. 10a), the diachronic analysis does not reveal significant movement at the Aiguettes landslide. This observation agrees with the absence of reactivations observed in dendrogeomorphic record. The reactivations of 1961 and 1971, deciphered from the tree-ring records, are supported by the slight extension of bare areas observed in the central part of scarps SC1 and SC3 between 1956 (Fig. 10b) and 1974 (Fig. 10c). Between 1974 and 1982 (Fig. 10d), the diachronic analysis suggests significant changes with a longitudinal extension of SC1 and SC2. These changes thus support the assumption of three reactivations reconstructed in 1977, 1979, and 1982 for which event-response maps clearly indicate disturbed trees around SC2. Between 1982 and 2004 (Fig. 10e, f), bare areas appear preferentially downslope of SC3 and secondary around SC2. These evolutions corroborate the event-response maps reconstructed for the events in 1996, 1998 and 2004. Finally, between 2004 and 2010 (Fig. 10g), no reactivation is observed neither on the aerial photographs nor in the dendrogeomorphic reconstruction.

Figure 11 shows a comparison of our reconstructed landslide reactivations (Fig. 11a) with historical archives of (i) debris flows in the Riou Bourdoux catchment (1890-1994, Fig. 11b), where Aiguettes is located, and of (ii) landslide events in the wider Barcelonnette region (1890-2003, Fig. 11c). The historical archive of debris flows in the Riou Bourdoux catchment (Delsigne et al., 2006) contains 41 events in 28 distinct years between 1890 and 1994 and suffers from a major gap during the interwar period (1918-1947). Only four years coincide between the two records, namely 1898, 1977, 1979, and 1982 (Fig. 11a, b). Conversely, five landslide events are not synchronous with debris-flow activity in the Riou Bourdoux catchment and 35 debris flows do not have any analogues with reconstructed landslides.

Additionally, the dendrogeomorphic time series of landslides from Aiguettes was compared with a continuous record of archival data on 138 landslides and mudslides in the Barcelonnette area (Amiot and Nexon, 1995; Flageollet, 1999). For sites located in the vicinity of the Aiguettes landslide, isolated events have been noted for 1904 and 1911, landslide activity at four locations in 1936 and 1977, at five sites in 1982 and 1996, and even on nine different landslide bodies in 1971 (Fig. 11a, c). When compared with the reconstructed Aiguettes series, eight years coincide between the two series, but analogues can not be found for six dates, namely 1898, 1912, 1934, 1961, 1979, and 1998 and therefore remain unconfirmed. If the comparison is done at the decadal scale, a scarcity of events can be observed at the local (Aiguettes) and regional scales between 1912 and 1933. For the period 1980-1990, the Aiguettes reconstruction shows a complete absence of landslides whereas an increase in landslide frequency is observed at the regional scale, partly related to the triggering of mudslides at La Valette and Super Sauze (Malet, 2003).

5.2. Rainfall conditions for landslide reactivation

Analysis of the meteorological datasets spanning more than 110 years (1890-2003) indicated that December and more largely winter (from December to April) precipitation were significantly related to the probability of

reactivation of the Aiguettes landslide. The highest probabilities of reactivations systematically corresponded with above average winter precipitation (>285 mm), while low precipitation resulted in relatively low probabilities. Additionally, three out of four years with precipitations >450 mm corresponded with landslide reactivations, namely in 1936, 1977, and 1979.

These results are consistent with (i) the wood anatomical analysis, where the onset of CW in EE for reactivation years (Table 1) correspond to events which occurred during dormancy of trees (i.e. between October and April; Lopez Saez et al., 2011a), but (ii) may also explain the poor synchronicity observed between the Rioux Bourdoux record of debris flows and our landslide reconstruction. Although precipitations certainly play a crucial role in the triggering of both processes, intense summer rainfalls capable to generate debris flows in the Riou Bourdoux catchment (Remaître, 2006) are not probably strong enough to cause reactivations of the Aiguettes landslide.

As typical for shallow landslides (Schuster and Wieczorek, 2002), we hypothesize that the combined effect of snowmelt and high DJFMA precipitation totals would be the main trigger of landslide activity at Aiguettes. Analysis of the mean altitude of the Aiguettes landslide and mean nivometric coefficients in the Ubaye Valley (ranging between 20% and 86% at 1700 m a.s.l in April; Boisvert, 1955) underline the importance of snow in landslide reactivations at Aiguettes and in the entire Barcelonnette basin (Flageollet, 1999). For example, the landslide of May 26, 1971 was triggered after a winter rich in snow and a very wet spring (265.5 mm between March 14 and May 26, measured in Barcelonnette; Flageollet, 1999). Similarly, the landslide at La Valette near Barcelonnette that occurred in March 1982 is acknowledged by a number of authors (e.g., Evin, 1990) to have been triggered as a consequence of heavy spring rain falling on a melting snow cover.

More generally, the European Alps have had repeated instances of snowmelt-triggered landslides, such as the Hohberg landslide (1030-1790 m asl) in the Swiss Prealps where a sudden acceleration was observed following heavy snowfall, a warming period and heavy rainfall (Schuster and Wieczorek, 2002), or (ii) the Falli Hölli landslide (Swiss Prealps; 1560-1645 m asl) which moved about 200 m in 1994 due to three periods of snowmelt (Raetzo-Brühlhart, 1997). At the European scale, 4233 landslides were triggered in Central Italy by a sudden change in temperature on 1 January 1997, resulting in extensive melting of the snow cover (e.g., Guzzetti et al., 2002). Similarly, at the end of March 2006, the Czech Republic witnessed a fast thawing of an unusually thick snow cover in conjunction with massive rainfall and more than 90 shallow landslides in the Moravian region (Bil and Müller, 2008).

5.3. Probability maps for landslide reactivation

The reconstruction of spatio-temporal patterns of landslide activity with dendrogeomorphic techniques is relatively recent but has proven helpful for the understanding of landslide kinematics and its spatial evolution (Corominas and Moya, 2010). In our study, the exhaustive sampling of disturbed *P. uncinata* trees allowed reconstruction of a very detailed spatio-temporal chronology of landslide reactivation at Aiguettes. Given the completeness of the reconstruction extending back to AD 1898, we were able to map return periods of

landslide reactivation. Assuming that landslide recurrence will remain comparable in the future, and adopting a Poisson probability model (Guzzetti et al., 2005), we were also able to determine the probability of having a reactivation in each mapping unit for time intervals varying from 5 to 100 yr. Highest return periods associated with major probabilities of reactivation are mapped in the lower part of the landslide body (SC3 and secondary SC2) on each side of a recent earthslide for SC3. Lower probabilities of reactivation are concentrated in the northern upper part of the landslide body.

Our approach is a field-based reconstruction and willingly does not include statistical analyses or physically-based modelling, as these conventional methods have been shown to predict the spatio-temporal occurrence of landslides with difficulties (Jaiswal et al., 2011). The approach presented in this paper allows determination of quantitative probabilities of reactivation estimated directly from the frequency of past landslide events. By contrast, it does not require a landslide susceptibility analysis as a complete inventory of past landslide events was reconstructed with dendrogeomorphic techniques (Corominas and Moya, 2008). However, our approach is based on a Poisson probability model which among others assumes that (i) the number of events which occur in one time interval or region of space are independent of the number occurring in any other disjoint time interval or region; (ii) the probability distribution of the number of events remains the same for all time intervals of a fixed length. In reality, however, most hazardous events, including landslides, are probably not independent and do not occur randomly (Coe et al., 2000). For example, the reactivation of a landslide may make the landslide body more or less susceptible to future activity, thus creating stability or instability in the future. Also, changing land use, local changing climatic conditions or implementation of landslide mitigation measure may consequently make the occurrence of landslides more or less likely in the future (Chleborad et al., 2006). Nevertheless, the Poisson model possibly represents the most appropriate approach for studies where no information other than the mean rate of event occurrence is available. Under such circumstances, the Poisson model provides a good first-cut estimate for the probability of event occurrence in the future (Coe et al., 2000).

5. Conclusion

As human activities increase in mountain areas, landslides have become a more serious social and economic issue. As a consequence improved and more detailed landslide forecasting becomes a prerequisite, even at the local scale. Such assessment are currently difficult to obtain when statistical analysis or physically-based models are being used. In this study, we demonstrate the potential of extensive tree-ring analyses for landslide forecasting and show (i) how dendrogeomorphology can add substantially to the spatio-temporal record of landslides at a study site. Many reactivations, which remained unnoticed in archival data, could be identified and mapped and thus help extend the history of landslides back to the late 19th century. Comparison of tree-ring data with historical records and aerial photographs clearly demonstrates the spatio-temporal accuracy of the reconstruction. The approaches used in this paper also helped (ii) to improve our knowledge of the causes

of landslide reactivation with respect to meteorological parameters, which is of interest to all those in charge of anticipating landsliding on multi-annual to multi-decadal timescales and to those who are responsible for (iii) the identification and classification of endangered areas. If coupled with a Poisson model, dendrogeomorphic mapping can also improve our knowledge about the probability of reactivation. These probability maps should be used for disaster prevention and generation of risk maps, as well as for the detailed design phase of engineering works and for the construction of slope stabilization works.

Acknowledgements

This research has been supported by the DENDROGLISS program, funded by the MAIF Foundation and the Cemagref by the PARAMOUNT program, 'ImProved Accessibility, Reliability and security of Alpine transport infrastructure related to MOUNTainous hazards in a changing climate', funded by the Alpine Space Programme, European Territorial Cooperation, 2007–2013. It has also been supported by the EU-FP7 project ACQWA (project no. GOCE-20290).

Captions

Figure 1. (a) The Aiguettes landslide is located in the Southeastern French Alps, in the Ubaye Valley, near the village of Saint-Pons. (b) View of the two main scarps (SC1 and SC2) and of the landslide body. The red line delimits the scarps. View of (c) tilted trees and (d) buried trunk bases in the landslide body. (e) Trees affected by a recent earthflow (1780m -1820m a.s.l.)

Figure 2. Geomorphic map of the Aiguettes landslide body (adapted from Utasse, 2009).

Figure 3. Location and mean age of the 212 *P. uncinata* trees sampled at Aiguettes. Interpolation was performed using the Geostatistical Analyst (ESRI, 2005) and an inverse distance weighted interpolation.

Figure 4. Event response histograms showing landslide induced growth disturbances (GD) from sampled trees: (a) Percentage of trees and (b) total number of trees responding to a damaging event. The blue (green) horizontal dotted line demarcates the 5% (2%) sample depth thresholds in (a), and the $n=10$ ($n=5$) tree thresholds in (b). The black line shows the sample depth (i.e. the total number of trees alive in each year). A total of 14 landslide reactivations could be reconstructed from the tree-ring series since AD 1898.

Figure 5. Event-response maps showing the Aiguettes landslide for each of the reconstructed reactivation events. Large squares indicate trees affected by the mass movement, small squares represents trees which were alive but did not show any signs of disturbance in that particular year.

Figure 6. Interpolated return periods for the sampled area of the Aiguettes landslide. The calculation of return period maps was based on the entire tree-ring sample and for the period 1890-2010.

Figure 7. Probability maps of reactivation for the Aiguettes landslide within the next (a) 5, (b) 20, (c) 50, and (d) 100 yr obtained with a Poisson distribution model.

Figure 8. Winter precipitation (December to April) values and predicted probabilities of triggering for the Aiguettes landslide. Monthly values for the period 1890-2003 are extracted from the HISTALP database.

Figure 9. View of the Aiguettes landslide from the west facing slope of the Rioux Bourdoux catchment in AD 1890 (Data from the archives of the Restauration des Terrains en Montagne (RTM), used with permission).

Figure 10. Diachronic evolution of the Aiguettes landslide between 1948 and 2009. Aerial photographs of the landslide in (a) 1948 (National Geographic Institute, aerial mission, 1948_F, 363537_3540_P_30000), (b) 1956 (1956_F, 3139-3639_P_25000), (c) 1974 (1974_FR_2620_P_11000), (d) 1982 (1982_IFN04_P_17000), (e) 2000 (2000_FD04_C_25000), (f) 2004 (2004_FD04_C_80), and (g) 2009 (2009_FD04_C_30). The white line delineates the Aiguettes landslide body, white arrows indicate areas with landslide movements.

Figure 11. Comparison of (a) the dendrogeomorphic reconstruction with (b) the Riou-Bourdoux torrential archival data and (c) the regional archives of landsliding in the Barcelonnette basin for the period 1890-2010. Grey (brown) shaded bars indicate coincidence between the reconstruction and the Riou Bourdoux (regional) archives.

Table 1. Growth disturbances corresponding to past landslide reactivations listed by year and type. GD = growth disturbance, GR = growth reduction, CW = compression wood, EE = early earlywood, LE = late earlywood, L = latewood.

Table 2. Parameters used for the logistic regression models of triggering: for each month, the p value, its significance, the intercepts (A) and slopes (B) are given. Blank cells are not statistically significant, .p<0.1, *p<0.05, **p<0.01, *** p<0.001.

Bibliography

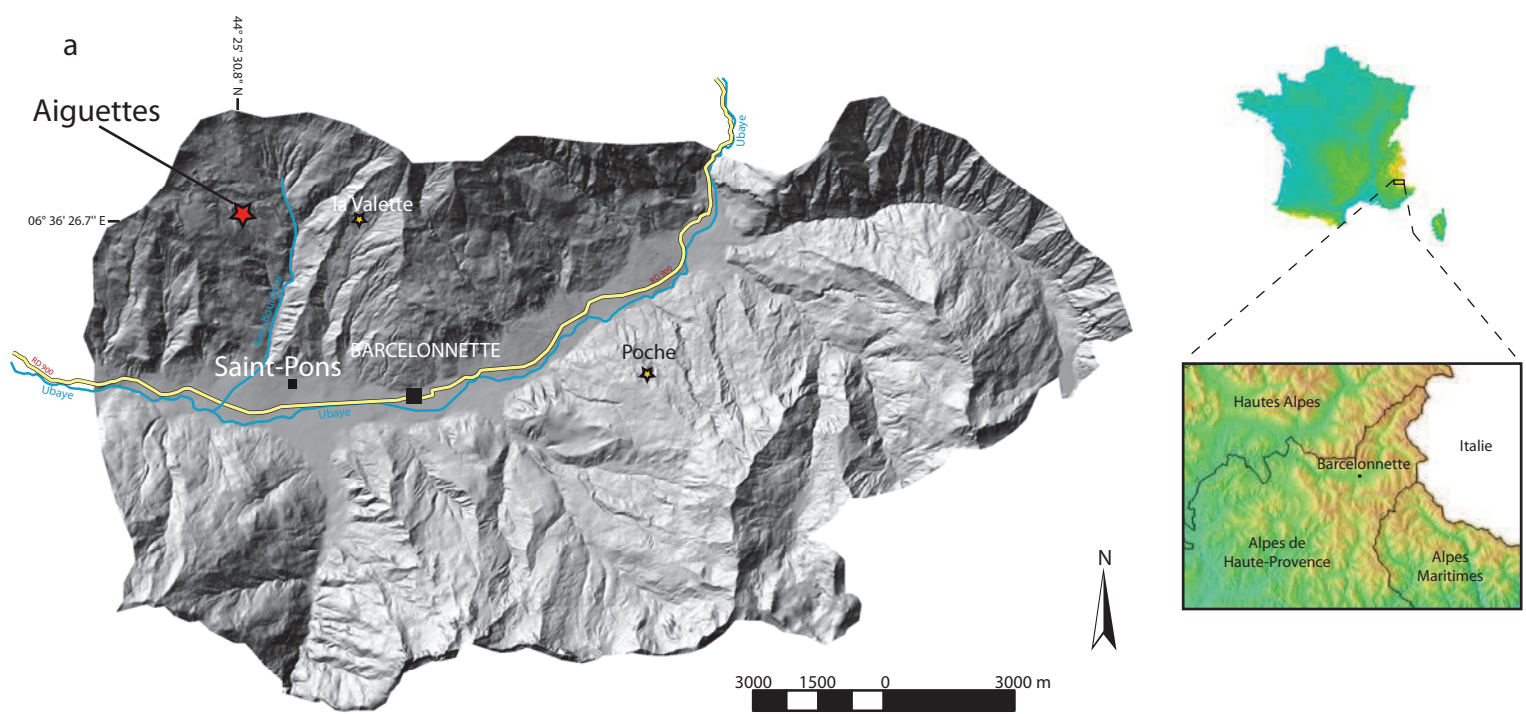
- Aldrich, J., Nelson, F., 1984. Linear Probability, Logit and Probit Models. Quantitative Application in the Social Sciences, Sage Publications, Beverly Hills, CA.
- Aleotti, P., Chowdhury, R., 1999. Landslide hazard assessment: summary review and new perspectives. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* 58, 21–44.
- Amiot, A., Nexon, C., 1995. Inventaire des aléas dans le Bassin de Barcelonnette depuis 1850. Mémoire de Maîtrise de Géographie Physique. Université Louis Pasteur. Strasbourg.
- Antoine, P., 1995. Geological and geotechnical properties of the “Terres Noires” in southeastern France: weathering, erosion, solid transport and instability. *Engineering Geology* 40, 223–234.
- Astrade, L., Bravard, J., 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, 153–166.
- Bil, M., Müller, I., 2008. The origin of shallow landslides in Moravia (Czech republic) in the spring of 2006. *Geomorphology* 99, 246–253.
- Boisvert, J., 1955. La neige dans les Alpes françaises. Ph.D. thesis. Université de Grenoble. Grenoble, France.
- Bollschweiler, M., Stoffel, M., Schneuwly, D., 2008. Dynamics in debris-flow activity on a forested cone — a case study using different dendroecological approaches. *Catena* 72, 67–78.
- Braam, R., Weiss, E., Burrough, P., 1987. Spatial and temporal analysis of mass movement using dendrochronology. *Catena* 14, 573–584.
- Braker, O., 2002. Measuring and data processing in tree-ring research -a methodological introduction. *Dendrochronologia* 20, 203–216.
- Breiman, L., Friedman, J., Olshen, R., Stone, C., 1984. Classification and regression trees. Chapman & Hall, New-York.
- Brunsdon, D., Jones, D.K.C., Arber, M.A., 1976. The evolution of landslide slopes in Dorset. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences* 283, 605–631.
- Butler, D.R., Malanson, G.P., 1985. A history of high-magnitude snow avalanches, southern Glacier National Park, Montana, U.S.A. *Mountain Research and Development* 5, 175–182.
- Carrara, A., Crosta, G., Frattini, P., 2003. Geomorphological and historical data in assessing landslide hazard. *Earth Surface Processes and Landforms* 28, 1125–1142.
- Carrara, P., 2007. Movement of a large landslide block dated by tree-ring analysis, Tower Falls Area, Yellowstone National Park, Wyoming, in: *Integrated geoscience studies in the greater Yellowstone area- Volcanic, tectonic, and hydrothermal processes in the Yellowstone geoecosystem*. Morgan, L.A., U.S. Geological Survey Professional Paper, pp. 43–49.
- Carrara, P., O’Neill, J., 2003. Tree-ring dated landslide movements and their relationship to seismic events in southwestern Montana, USA. *Quaternary Research* 59, 25–35.

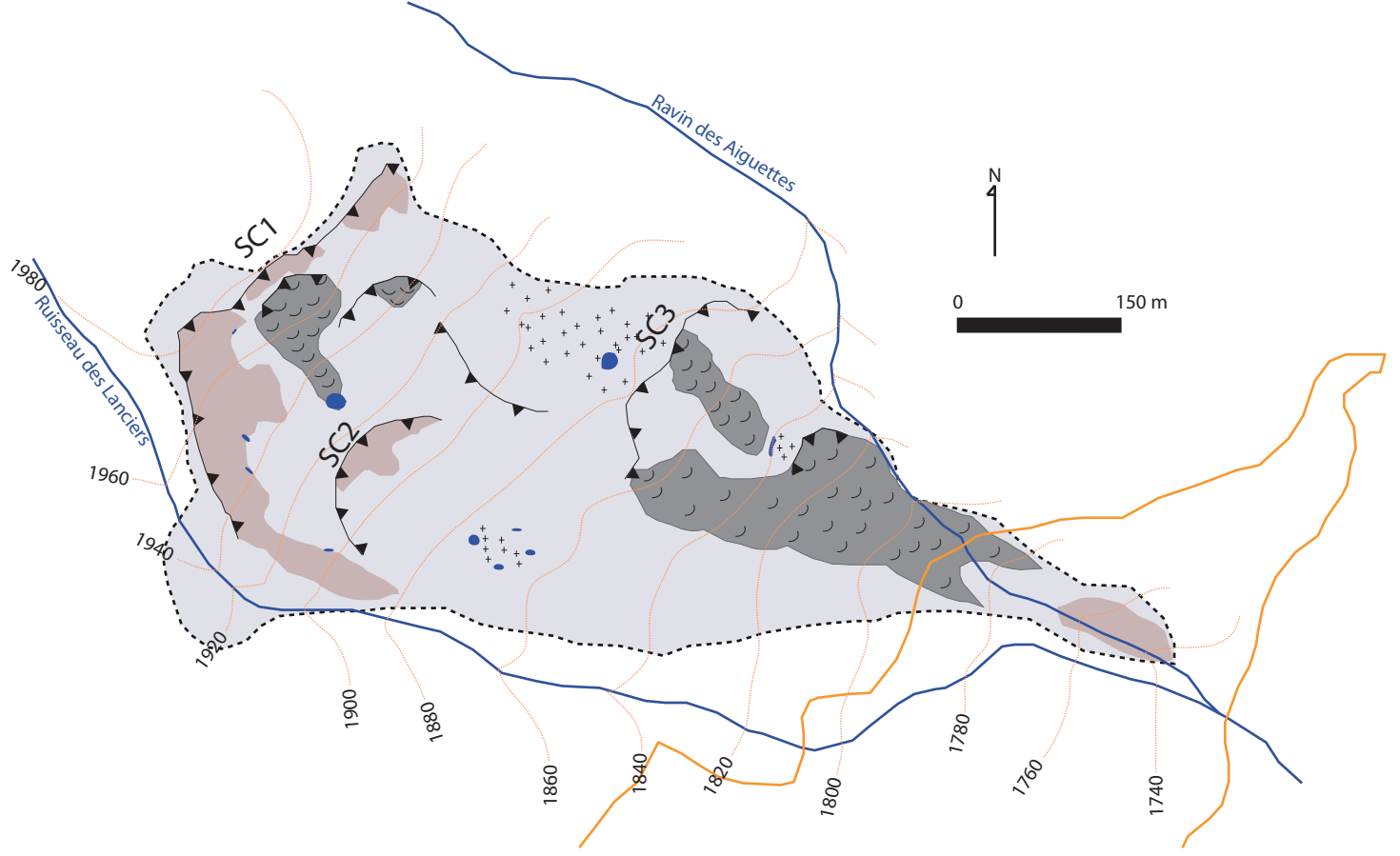
- Chleborad, A.F., Baum, R.L., Godt, J.W., 2006. Rainfall thresholds for forecasting landslides in the Seattle, Washington, Area-Exceedance and Probability. USGS Open-File Report 2006-1064.
- Coe, J., Michael, J., Crovelli, R., Savage, W., 2000. Preliminary map showing landslide densities, mean recurrence intervals, and exceedance probabilities as determined from historic records, Seattle, Washington. USGS Open-File Report 00-0303.
- Cook, E., 1985. A time series analysis approach to tree-ring standardization. Ph.D. thesis. University of Arizona. Tucson.
- Cook, E., 1990. Methods of dendrochronology : applications in the environmental science. Kluwer Academic Publishers ;International Institute for Applied Systems Analysis, Dordrecht Netherlands.
- Corominas, J., Moya, J., 1999. Reconstructing recent landslide activity in relation to rainfall in the Llobregat River basin, Eastern Pyrenees, Spain. *Geomorphology* 30, 79–93.
- Corominas, J., Moya, J., 2008. A review of assessing landslide frequency for hazard zoning purposes. *Engineering Geology* 102, 193–213.
- Corominas, J., Moya, J., 2010. Contribution of dendrochronology to the determination of magnitude–frequency relationships for landslides. *Geomorphology* 124, 137–149.
- Corona, C., Rovéra, G., Lopez Saez, J., Stoffel, M., Perfettini, P., 2010. Spatio-temporal reconstruction of snow avalanche activity using tree rings: Pierres Jean Jeanne avalanche talus, Massif de l’Oisans, France. *Catena* 83, 107–118.
- Crovelli, R.A., 2000. Probability models for estimation of number and costs of landslides. USGS Open-File Report 00-249. USGS. Denver, CO.
- Dehn, M., 1999. Modelling future landslide activity based on general circulation models. *Geomorphology* 30, 175–187.
- Delsigne, F., Lahousse, P., Flez, C., Guiter, G., 2006. Le Riou Bourdoux : un ”monstre” alpin sous haute surveillance. *Revue Forestière Française*, 527.
- Dubé, S., Filion, L., Hétu, B., 2004. Tree-Ring reconstruction of high-magnitude snow avalanches in the Northern Gaspé Peninsula, Québec, Canada. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 36, 555–564.
- Efthymiadis, D., Jones, P.D., Briffa, K.R., Auer, I., Böhm, R., Schöner, W., Frei, C., Schmidli, J., 2006. Construction of a 10-min-gridded precipitation data set for the Greater Alpine Region for 1800–2003. *Journal of Geophysical Research* 111, 10.1029/2005JD006120.
- ESRI, 2005. ArcGIS 9.2. Redlands, California.
- Evin, M., 1990. Les risques naturels dans un espace montagnard: la haute-Ubaye. *Revue de Géographie Alpine* 123, 175–192.
- Fantucci, R., 1999. Dendrogeomorphological analysis of a slope near Lago, Calabria (Italy). *Geomorphology* 30, 165–174.
- Flageollet, J., 1999. Landslides and climatic conditions in the Barcelonnette and Vars basins (Southern French Alps, France). *Geomorphology* 30, 65–78.

- Fuller, M., 1912. The New Madrid earthquake. Center for Earthquake Studies Southeast Missouri State University, Cape Girardeau Mo.. 2nd edition.
- Guzzetti, F., 2000. Landslide fatalities and the evaluation of landslide risk in Italy. *Engineering Geology* 58, 89–107.
- Guzzetti, F., Cardinali, M., Reichenbach, P., 1994. The AVI project: A bibliographical and archive inventory of landslides and floods in Italy. *Environmental Management* 18, 623–633.
- Guzzetti, F., Malamud, B.D., Turcotte, D.L., Reichenbach, P., 2002. Power-law correlations of landslide areas in central Italy. *Earth and Planetary Science Letters* 195, 169–183.
- Guzzetti, F., Reichenbach, P., Cardinali, M., Galli, M., Ardizzone, F., 2005. Probabilistic landslide hazard assessment at the basin scale. *Geomorphology* 72, 272–299.
- Hebertson, E., 2003. Historic climate factors associated with major avalanche years on the Wasatch Plateau, Utah. *Cold Regions Science and Technology* 37, 315–332.
- Holmes, R., 1983. Computer-assisted quality control in tree-ring dating and measurement. *Tree-Ring Bulletin* 44, 69–75.
- Holmes, R., 1994. Dendrochronology program library -Users manual. Laboratory of Tree-Ring Research. Tucson, Arizona, U.S.A.
- Hovius, N., Stark, C.P., Allen, P.A., 1997. Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping. *Geology* 25, 231.
- Ibsen, M., 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, 241–258.
- Jaiswal, P., van Westen, C.J., Jetten, V., 2011. Quantitative assessment of landslide hazard along transportation lines using historical records. *Landslides* 10.1007/s10346-011-0252-1.
- Jensen, J., 1983. The Upper Gros Ventre landslide of Wyoming: A dendrochronology of landslide events and possible mechanics of failure. *Geological Society of America, Abstract program*, 15, 387.
- Lopez Saez, J., Corona, C., Stoffel, M., Astrade, L., Berger, F., Malet, J., 2011a. Dendrogeomorphic reconstruction of past landslide reactivation with seasonal precision: the Bois Noir landslide, southeast French Alps. *Landslides* 10.1007/s10346-011-0284-6.
- Lopez Saez, J., Corona, C., Stoffel, M., Schoeneich, P., Berger, F., 2011b. Probability maps of landslide reactivation derived from tree-ring records: Pra Bellon landslide, southern French Alps. *Geomorphology*, 10.1016/j.geomorph.2011.08.034.
- Magliulo, P., Di Lisio, A., Russo, F., Zelano, A., 2008. Geomorphology and landslide susceptibility assessment using GIS and bivariate statistics: a case study in southern Italy. *Natural Hazards* 47, 411–435.
- Malet, J., 2003. Glissements de type écoulement dans les marnes noires des Alpes du Sud. Morphologie, fonctionnement et modélisation hydro-mécanique. Ph.D. thesis. Université Louis Pasteur. Strasbourg.
- Maquaire, O., 2003. Instability conditions of marly hillslopes: towards landsliding or gullyng? the case of the Barcelonnette Basin, South East France. *Engineering Geology* 70, 109–130.




- Martin, Y., Rood, K., Schwab, J.W., Church, M., 2002. Sediment transfer by shallow landsliding in the Queen Charlotte Islands, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences* 39, 189–205.
- Mattheck, C., 1993. *Design in der Natur. Reihe Ökologie 1: Rombach Wissenschaft.*
- McClung, D., Schaerer, P., 1993. *The avalanche handbook.* Mountaineers, Seattle.
- McGee, W., 1893. A fossil earthquake. *Geological Society of America Bulletin* 411–414.
- Moran, P.A.P., 1950. Notes on continuous stochastic phenomena. *Biometrika* 37, 17–23.
- Panshin, A., De Zeeuw, C., 1970. *Textbook of Wood Technology.* volume 1. McGraw-Hill, New York, USA. 3 edition.
- Petrascheck, A., Kienholz, H., 2003. Hazard assessment and mapping of mountain risks in Switzerland. In: *Debris-flow hazards mitigation: mechanics, prediction and assessment*, Rickenmann, D. and Chen, C.L., Millpress, Rotterdam, Netherlands., Davos, Switzerland. pp. 25–38.
- R Development Core Team, 2007. *R: a language and environment for statistical computing.*
- Raetzo-Brühlhart, H., 1997. *Massenbewegungen im Gurnigelflysch und Einfluss der Klimäanderung.* Ph.D. thesis. vdf Hochschulverlag AG, ETH Zürich. Zürich.
- Reardon, B.A., Pederson, G.T., Caruso, C.J., Fagre, D.B., 2008. Spatial reconstructions and comparisons of historic snow avalanche frequency and extent using tree rings in Glacier National Park, Montana, U.S.A. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 40, 148–160.
- Reeder, J., 1979. The dating of landslides in anchorage, Alaska: A case for earthquake triggered movements, p. 501.
- Remaître, A., 2006. *Morphologie et dynamique des laves torrentielles: Applications aux torrents des Terres Noires du bassin de Barcelonnette (Alpes du Sud).* Ph.D. thesis. Université de Caen/Basse-Normandie.
- Rinntech, 2009. <http://www.rinntech.com/content/blogcategory/2/28/lang,english>.
- Ripley, B., 1996. *Pattern recognition and neural networks.* Cambridge University Press, Cambridge; New York.
- Rolland, C., Florence-Schueller, J., 1998. Dendroclimatological synthesis on mountain pine (*Pinus uncinata* Mill. ex Mirb.) in the Pyrenees and the Alps. *Ecologie* 29, 417–421.
- Schuster, R., Wiczorek, G., 2002. Landslide triggers and types, in: *Landslides: proceedings of the first european conference on landslides*, Prague, Czech republic, june 24-26 2002, Rybar J., Stemberk J., and Wagner P., eds., 59–78.
- Shroder, J., 1978. Dendrogeomorphological analysis of mass movement on Table Cliffs Plateau, Utah. *Quaternary Research* 9, 168–185.
- Stefanini, M., 2004. Spatio-temporal analysis of a complex landslide in the Northern Apennines (Italy) by means of dendrochronology. *Geomorphology* 63, 191–202.
- Stien, D., 2001. *Glissements de terrains et enjeux dans la vall'ee de l'Ubaye et le pays de Seyne.* Rapport RTM.

- Stoffel, M., Lièvre, I., Monbaron, M., Perret, S., 2005. Seasonal timing of rockfall activity on a forested slope at Täschgufer (Swiss Alps) – a dendrochronological approach. *Zeitschrift für Geomorphologie* 49, 89–106.
- Stoffel, M., Perret, S., 2006. Reconstructing past rockfall activity with tree rings: Some methodological considerations. *Dendrochronologia* 24, 1–15.
- Therneau, T., Atkinson, E., 1997. An introduction to recursive partitioning using the rpart routine. Technical Report. Mayo Clinic. Rochester.
- Timell, T., 1986. Compression wood in gymnosperms. Springer-Verlag, Berlin, New York.
- Utasse, M., 2009. Cartographie morpho-dynamique et évolution historique de trois glissements actifs dans le bassin versant du Riou-Bourdoux (Alpes-de-Haute-Provence, Vallée de l'Ubaye). MSc Thesis. Université de Strasbourg, France.
- Van Den Eeckhaut, M., Muys, B., Van Loy, K., Poesen, J., Beeckman, H., 2009. Evidence for repeated re-activation of old landslides under forest. *Earth Surface Processes and Landforms* 34, 352–365.




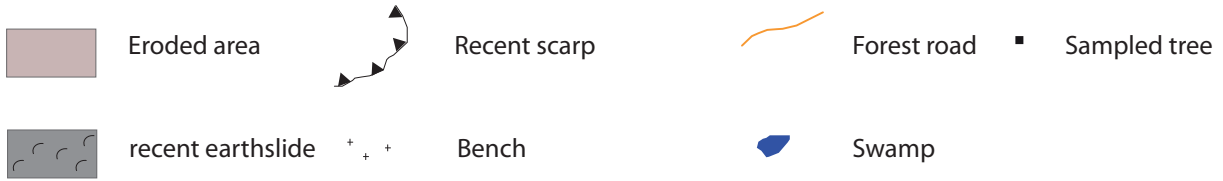
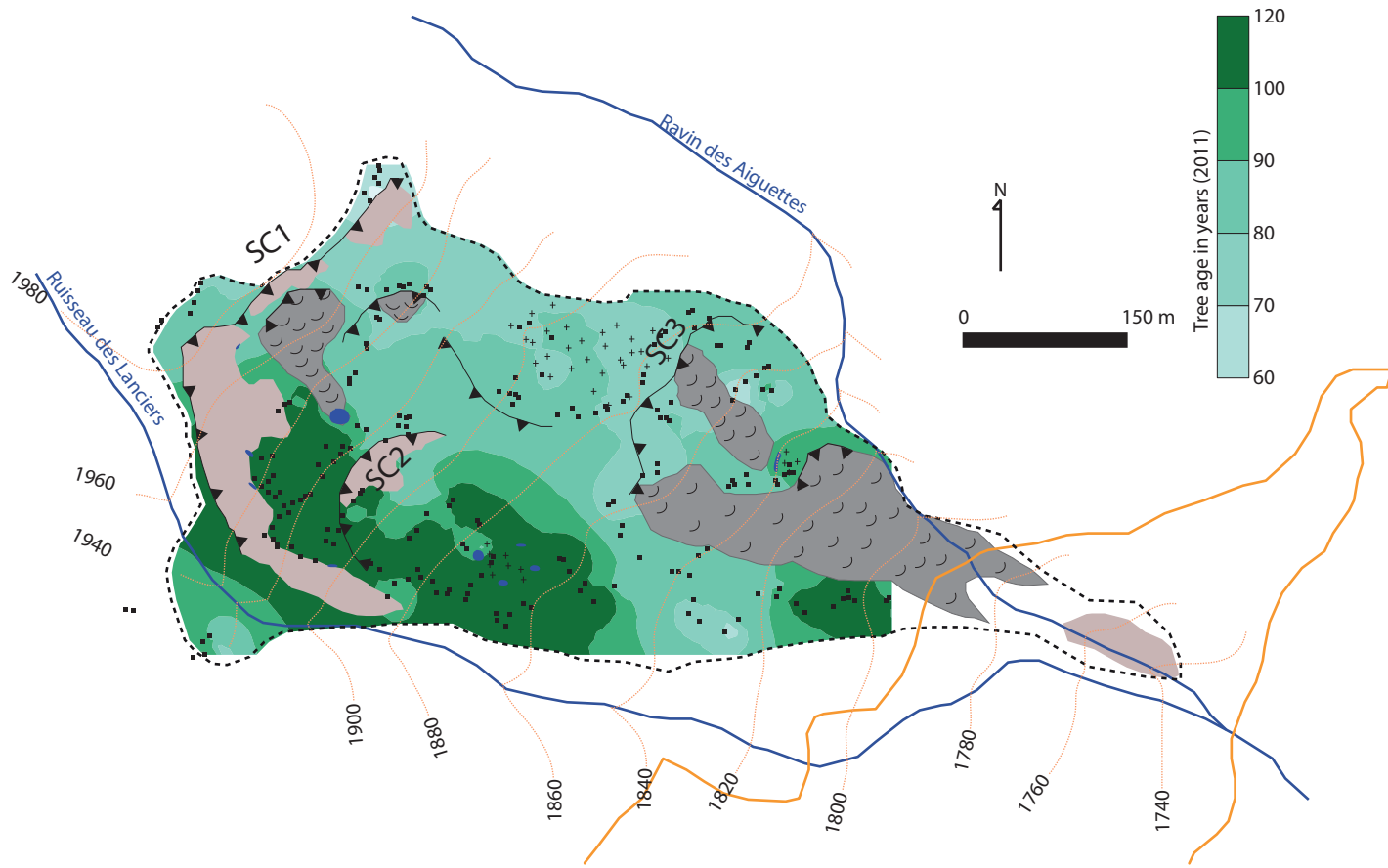


Geomorphic units

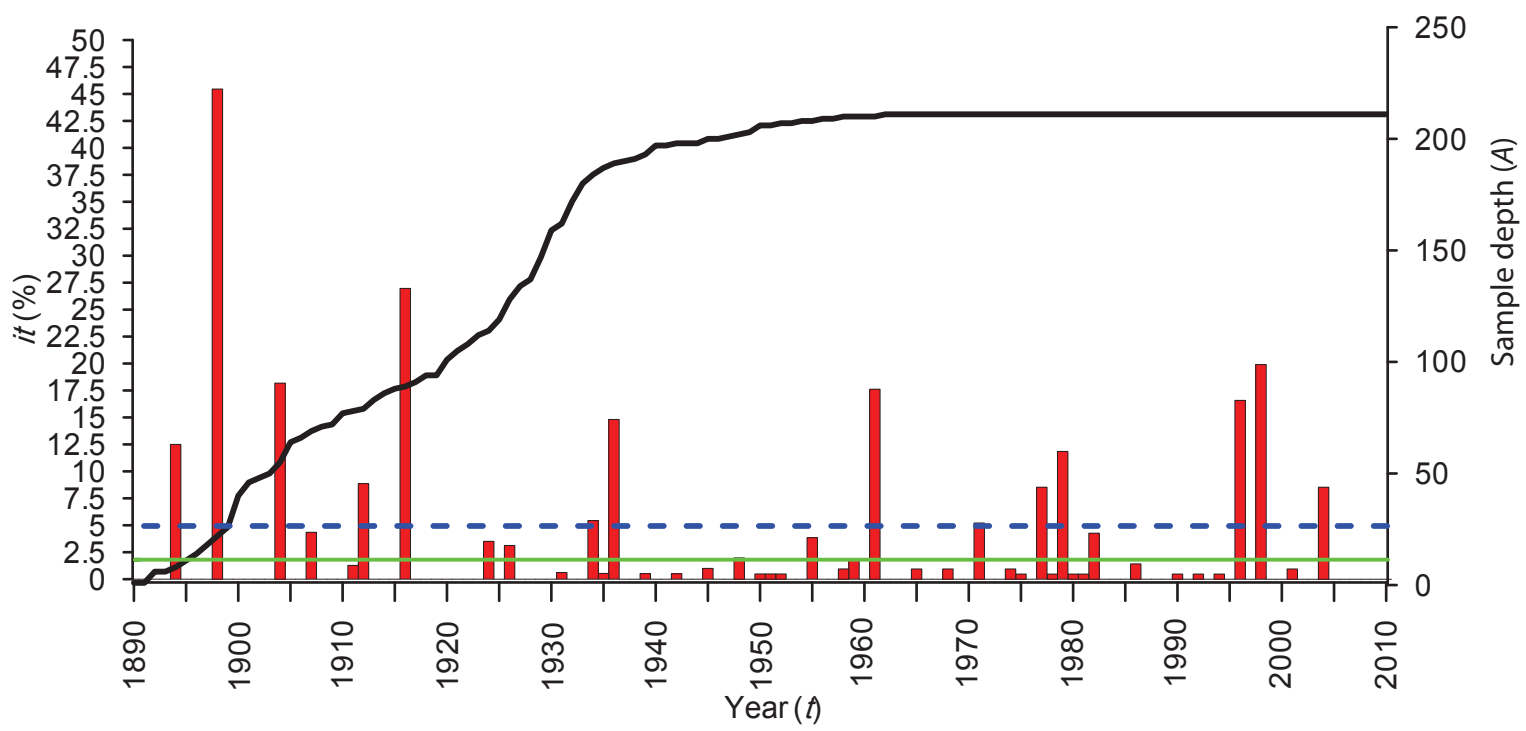
-  Recent earthslide
-  Eroded area
-  Moraine

Geomorphic details

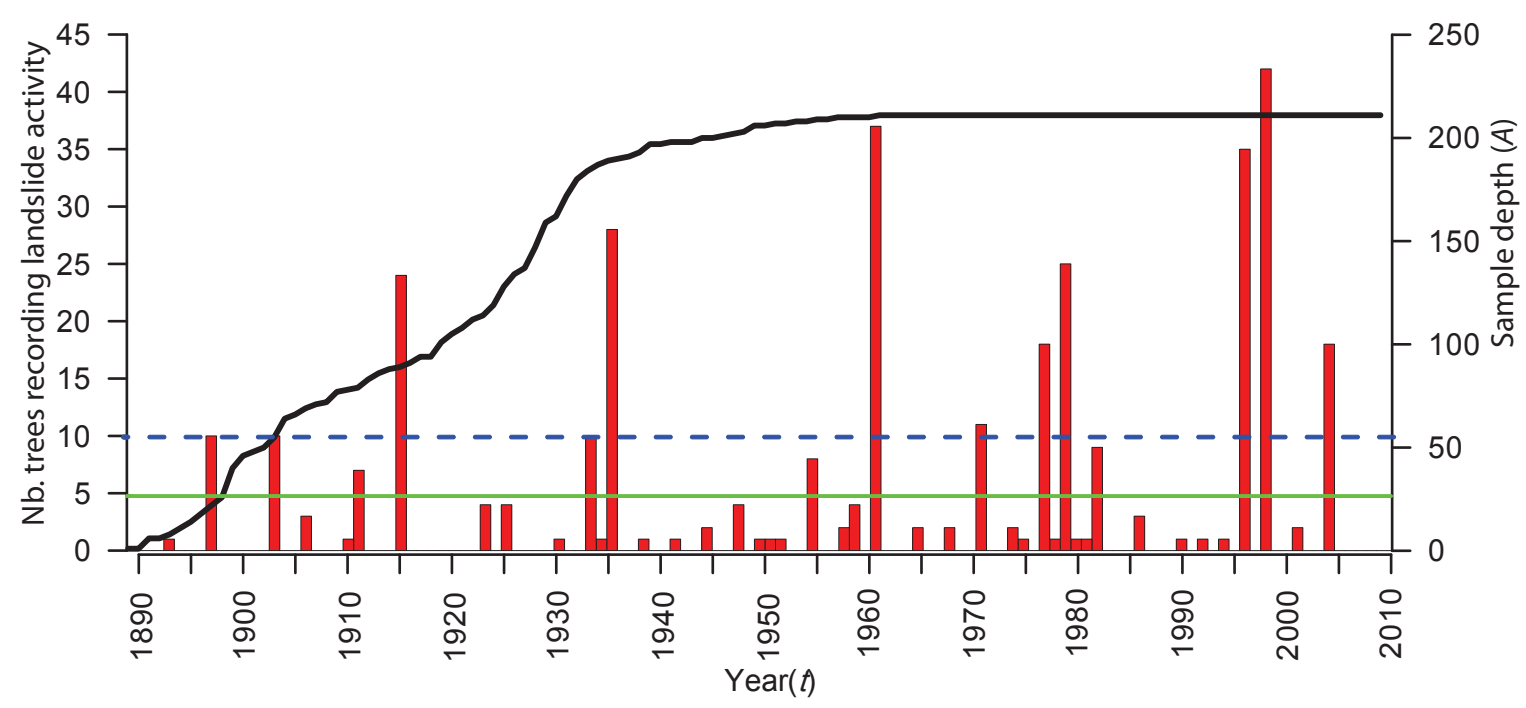
-  Recent scarp
-  Forest road
-  Bench
-  River
-  Swamp



a

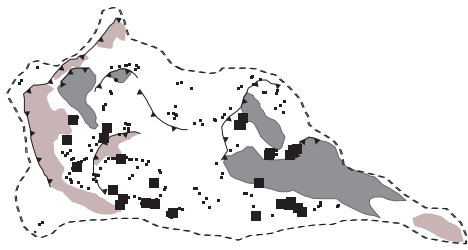


b

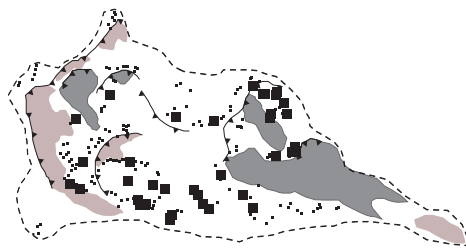


Event pattern 1

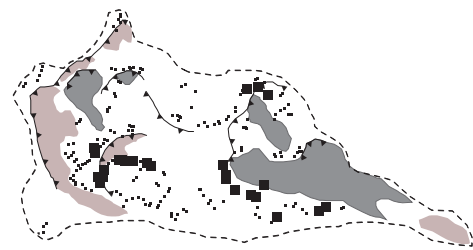
1936



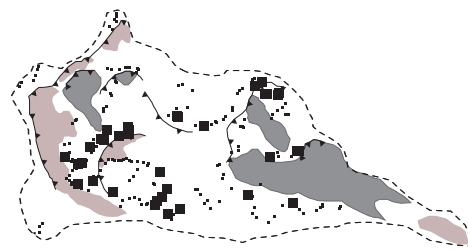
1961



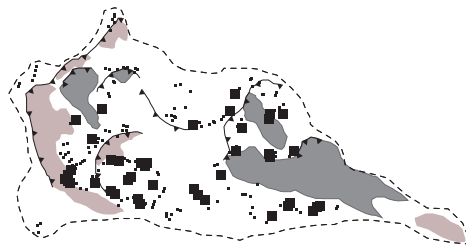
1979



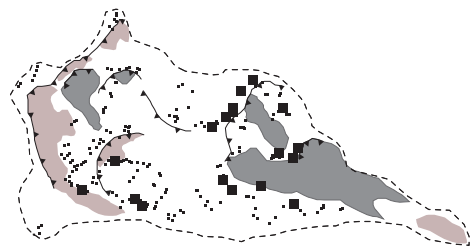
1996



1998

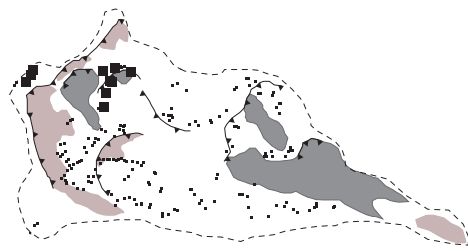


2004

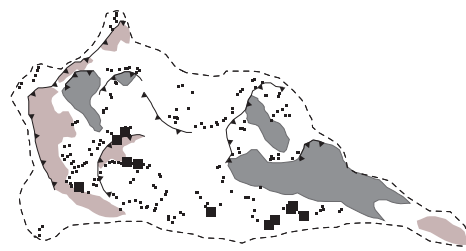


Event pattern 2

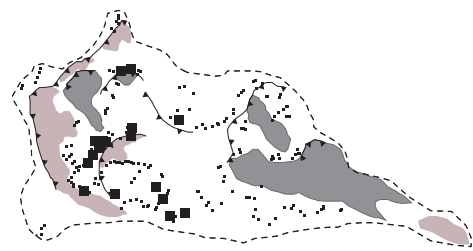
1934



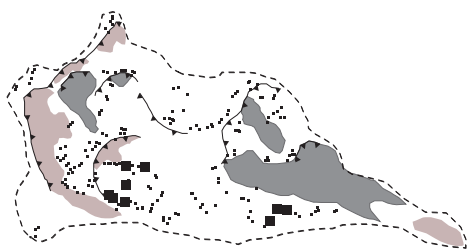
1971



1977



1982



· Unaffected living trees
 ■ Disturbed tree

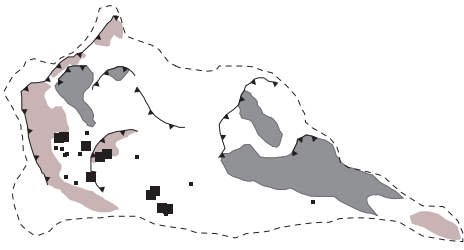
Recent earthslide
 Eroded area

N
 ↑

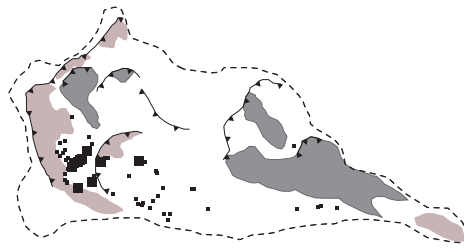
300 150 0 300 Meters

Event pattern 3

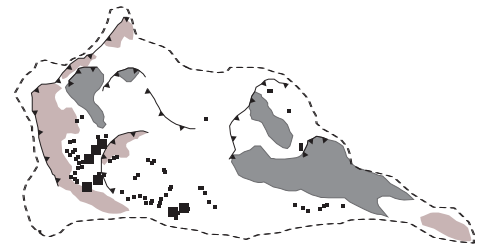
1898



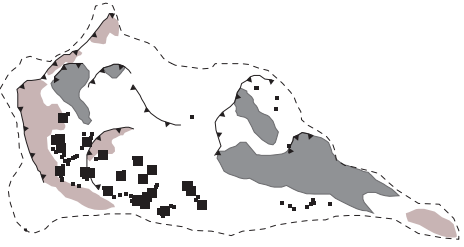
1904



1912



1916



· Unaffected living trees

■ Disturbed tree



Recent earthslide

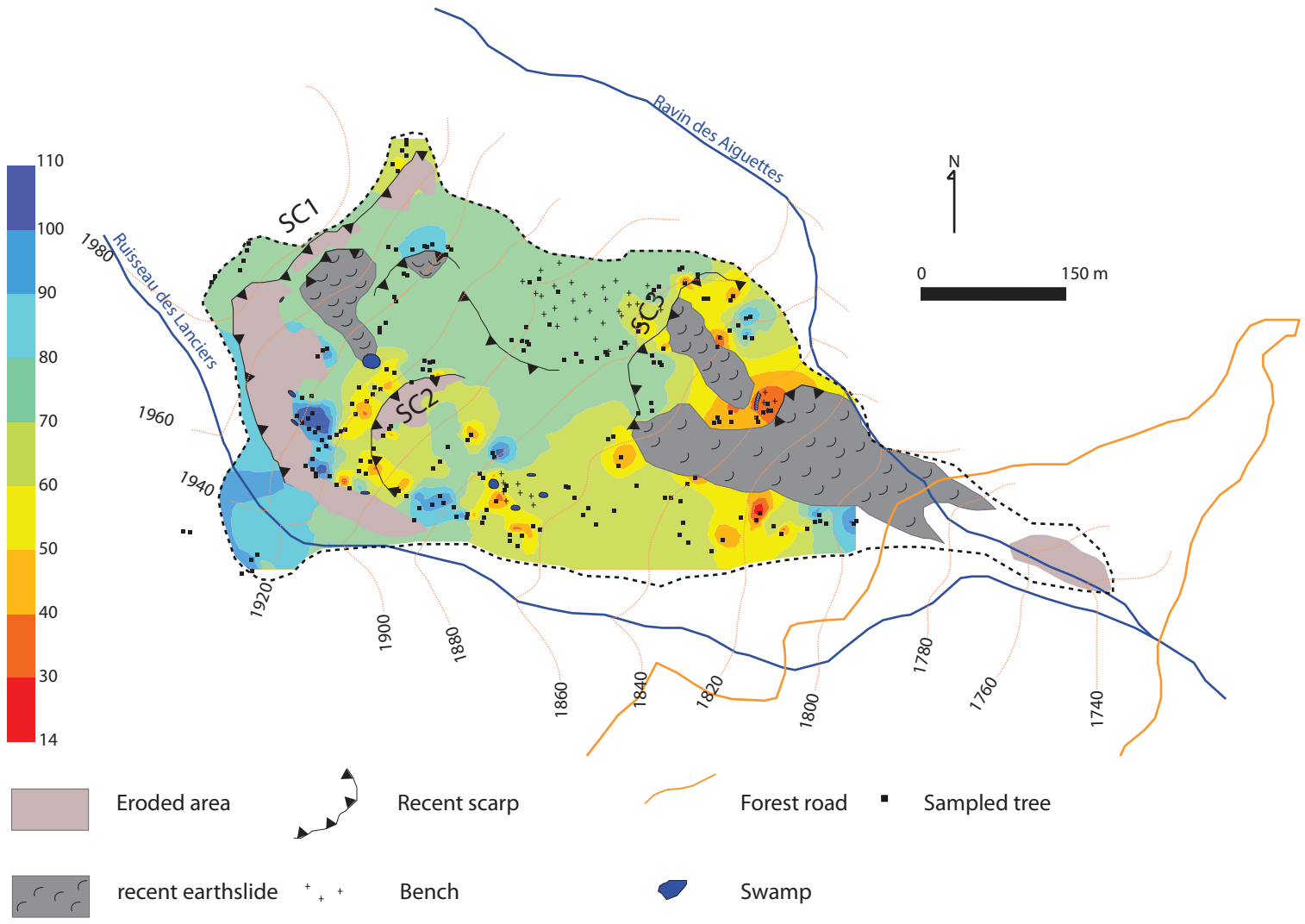


Eroded area

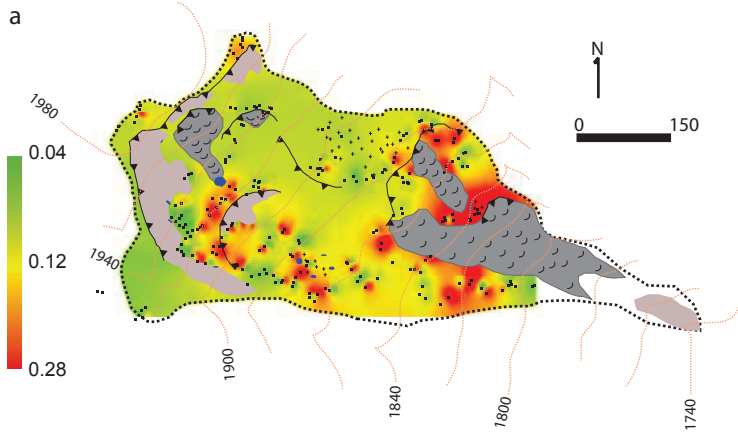


N

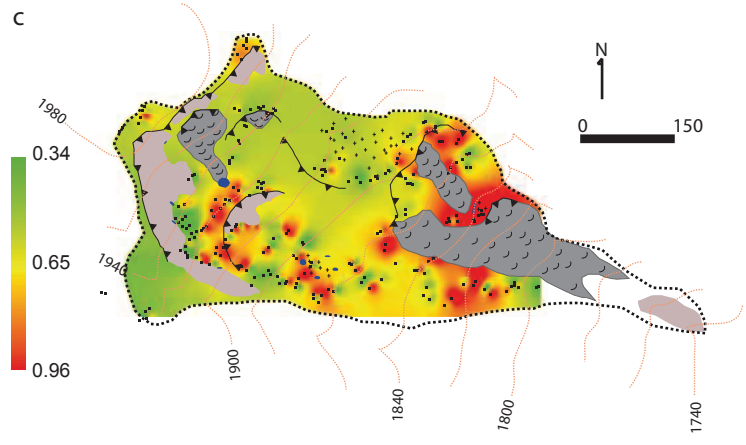




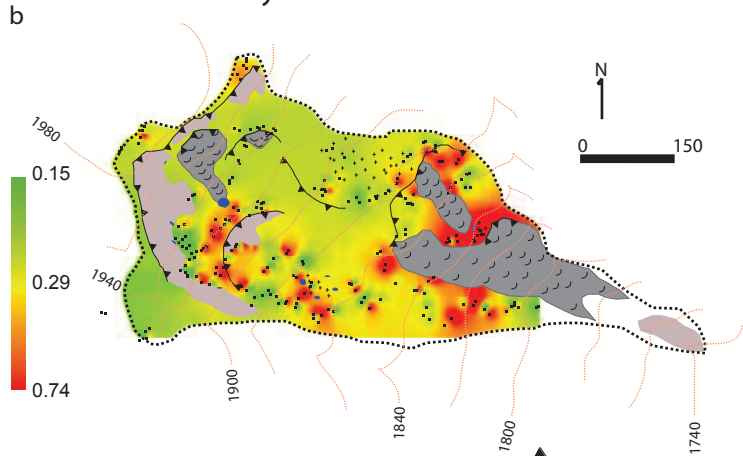
5 year



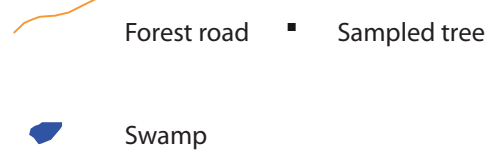
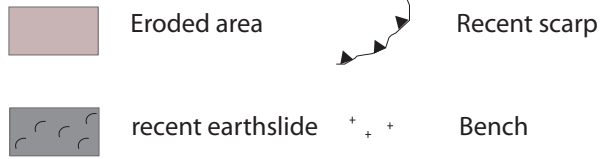
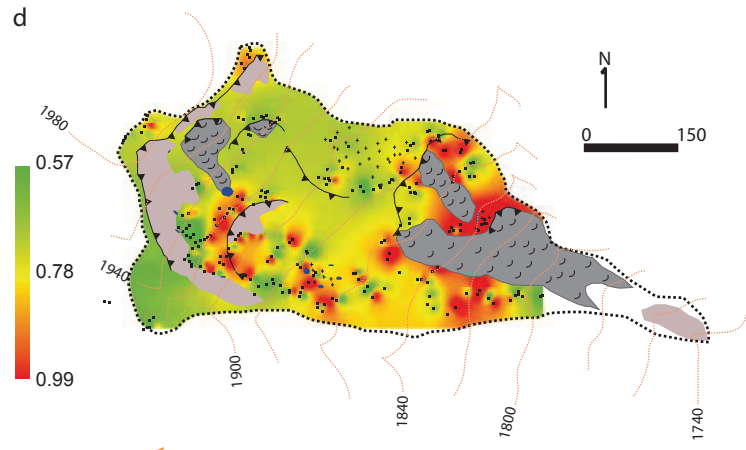
50 year

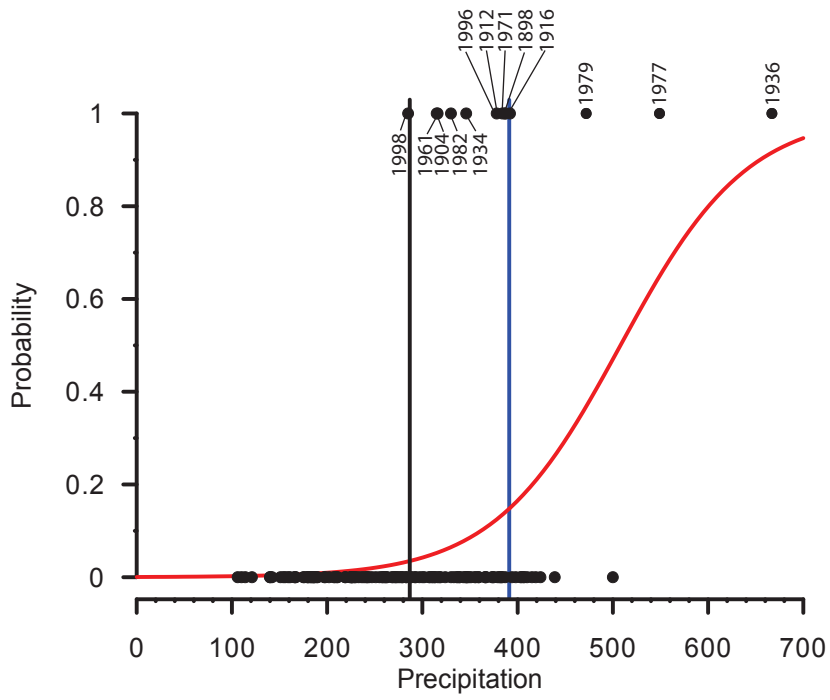


20 year

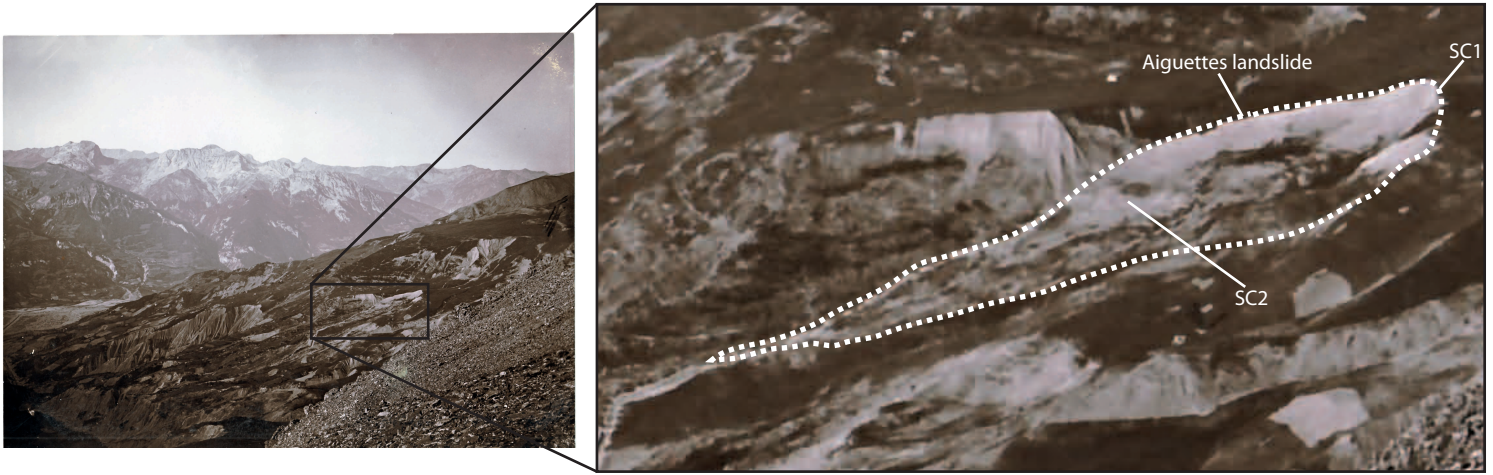


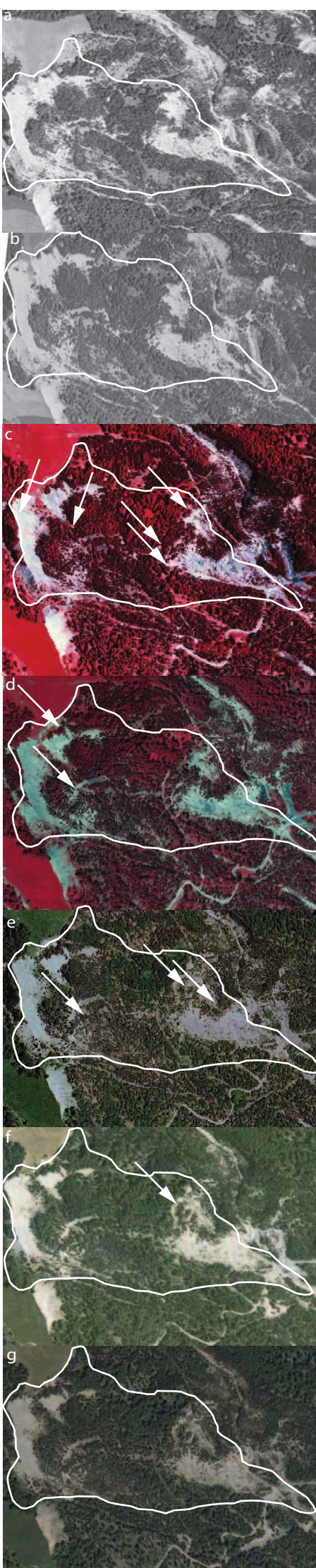
100 year





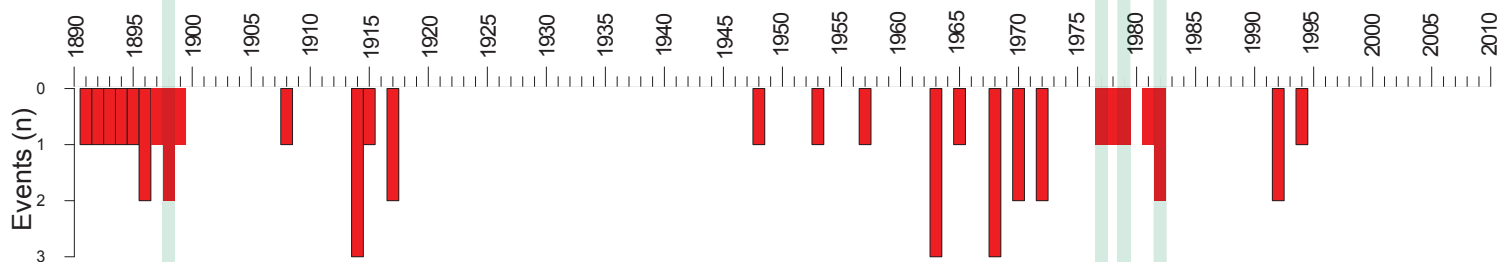
$p = 0.0003 (***)$
 $Prob. = e^{(0.015 \cdot X - 7.62)} / (1 + e^{(0.015 \cdot X - 7.62)})$



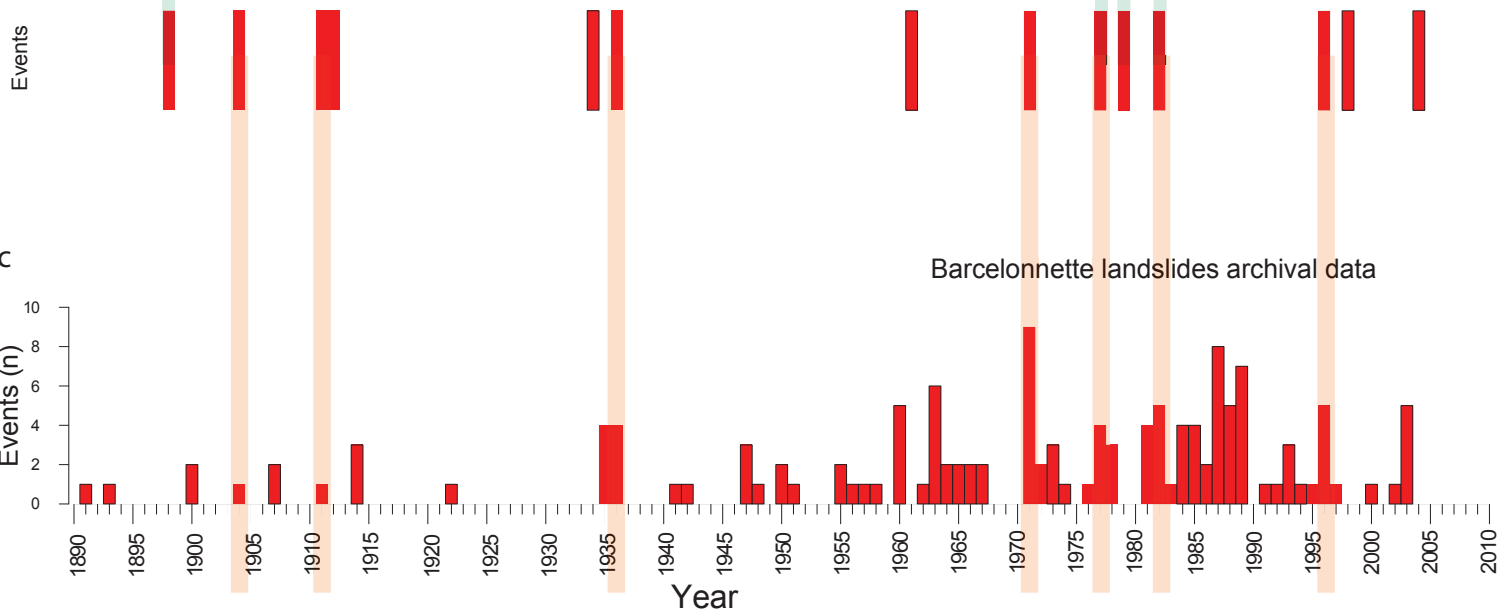


b

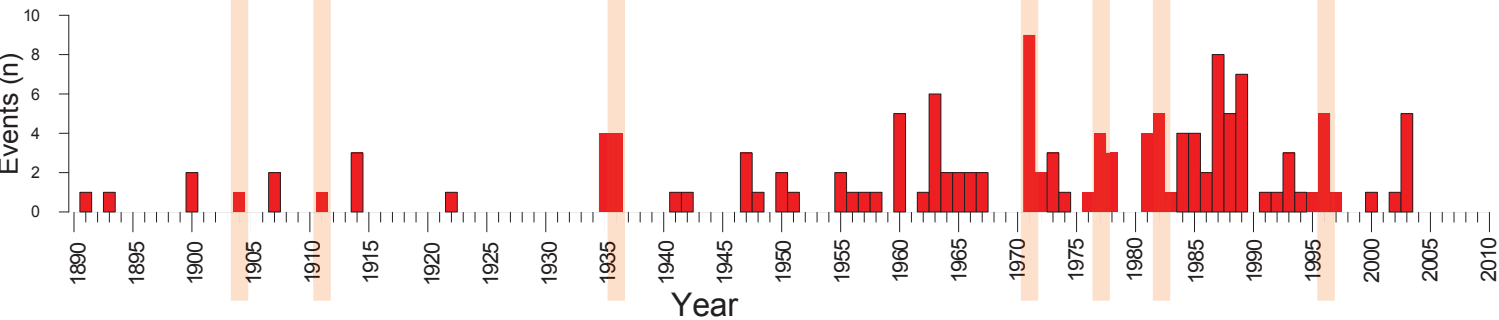
Riou Bourdoux torrential archival data

**a**

Aiguettes dendrogeomorphic reconstruction

**c**

Barcelonnette landslides archival data



Year	GD (n)	GR (n)	CW (n)	EE (%)	LE (%)	L (%)
2004	18	17	1	100	0	0
1998	42	41	1	100	0	0
1996	36	28	8	62	0	38
1982	10	5	5	100	0	0
1979	27	11	16	75	25	0
1977	19	11	8	87	13	0
1971	12	8	4	75	0	25
1961	40	33	7	72	14	14
1936	29	7	22	82	9	9
1934	10	1	9	77	0	23
1916	24	18	6	100	0	0
1912	8	1	7	85	15	0
1904	10	0	10	100	0	0
1898	10	2	8	75	25	0
Total	295	183	112	85	7.5	7.5

Month	<i>p</i> value	Significance	A	B
Jun (n-1)	0.277		0.006	-2.92
Jul (n-1)	0.502		0.005	-2.68
Aug (n-1)	0.802		-0.001	-2.17
Sep (n-1)	0.742		0.001	-2.47
Oct (n-1)	0.493		0.002	-2.59
Nov (n-1)	0.612		0.002	-2.54
Dec (n-1)	0.0004	***	0.024	-4.03
Jan	0.0206	*	0.018	-3.28
Feb	0.085	.	0.012	-3.01
Mar	0.122		0.012	-3.08
Apr	0.212		0.007	-2.94
May	0.475		-0.005	-1.84
Jun	0.967		-0.0002	-2.28
Jul	0.694		0.003	-2.53
Aug	0.678		-0.003	-2.094
Sep	0.0683		-0.014	-1.32
Dec (n-1)+Jan+Feb+Mar+Apr (n)	0.0003	***	0.015	-7.62

3. Le glissement rotationnel par sapement des Davids-bas

Les résultats obtenus sur le glissement rotationnel des Davids-Bas ont fait l'objet d'une communication orale lors du colloque international «Tree Dynamics» qui s'est déroulé à Clermont-Ferrand le 15, 16 et 17 Novembre 2010.

3.a. La répartition de l'échantillonnage

Sur le glissement de terrain des Davids-Bas, 48 *P. uncinata* perturbés ont été échantillonnés. 11 ont fait l'objet d'un prélèvement au niveau de la tige et du système racinaire. Sur ce glissement, l'analyse dendrogéomorphologique repose sur 192 échantillons et 20 sections racinaires exploitables (**figure 69**). Compte tenu de l'importante surface dénudée du glissement (supérieure à 65% de la surface totale), l'échantillonnage se concentre principalement dans le secteur boisé situé à prox-

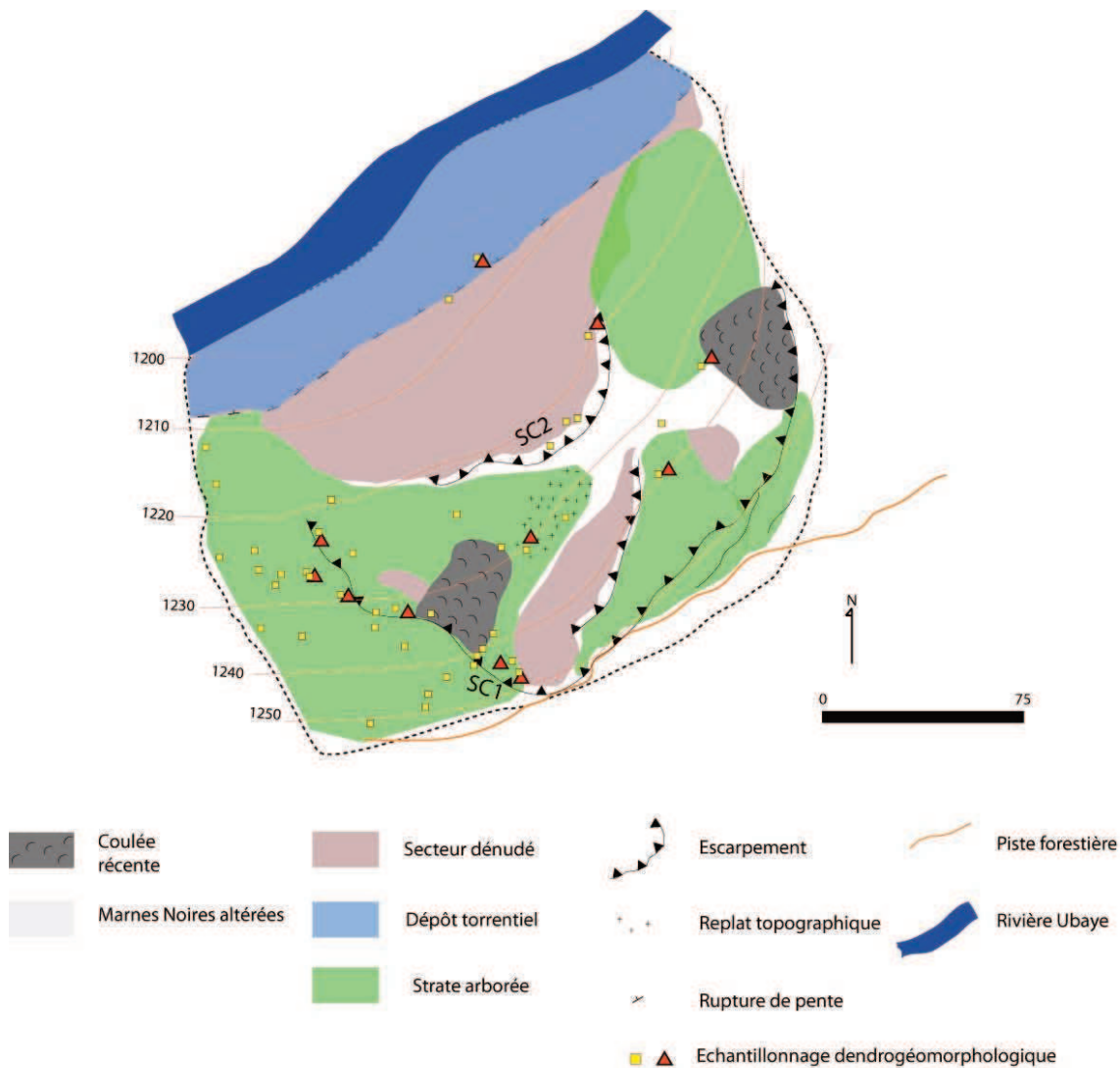


Figure 69. Échantillonnage dendrogéomorphologique réalisé sur le glissement de terrain des Davids-Bas.

Les triangles rouges indiquent la position des racines déchaussées.

imité de SC1 (70% de l'échantillonnage total) et sur le gradin situé entre SC1 et SC2. Les échantillons racinaires, sont localisés préférentiellement sur SC1 et SC2, au niveau des escarpements et ruptures de pente. Tous les échantillons prélevés sur le glissement de terrain des Davids-bas (48 arbres) ont pu être interdatés avec le référentiel dendrochronologique réalisé sur l'ubac de la vallée.

3.b. L'âge du peuplement

L'âge moyen du peuplement des arbres échantillonnés sur le glissement de terrain des Davids-bas est de 46 ans (écart type : 13,3 ans) avec 74 cernes pour l'arbre le plus vieux et 20 pour l'arbre le plus jeune (**figure 70, b**). La distribution irrégulière de l'âge des arbres échantillonnés laisse présager d'une colonisation spontanée de *P. uncinata* depuis les années 1940-50. La répartition spatiale des individus en fonction de l'âge (**figure 70, a**) est hétérogène. Les arbres les plus vieux (dont l'âge est supérieur à 50 ans) se concentrent dans la partie ouest de SC1, entre 1240 et 1210 mètres d'altitude. Dans le corps du glissement, sujet à de fréquents remaniements, le peuplement est plus jeune et l'âge moyen dépasse rarement 40 ans.

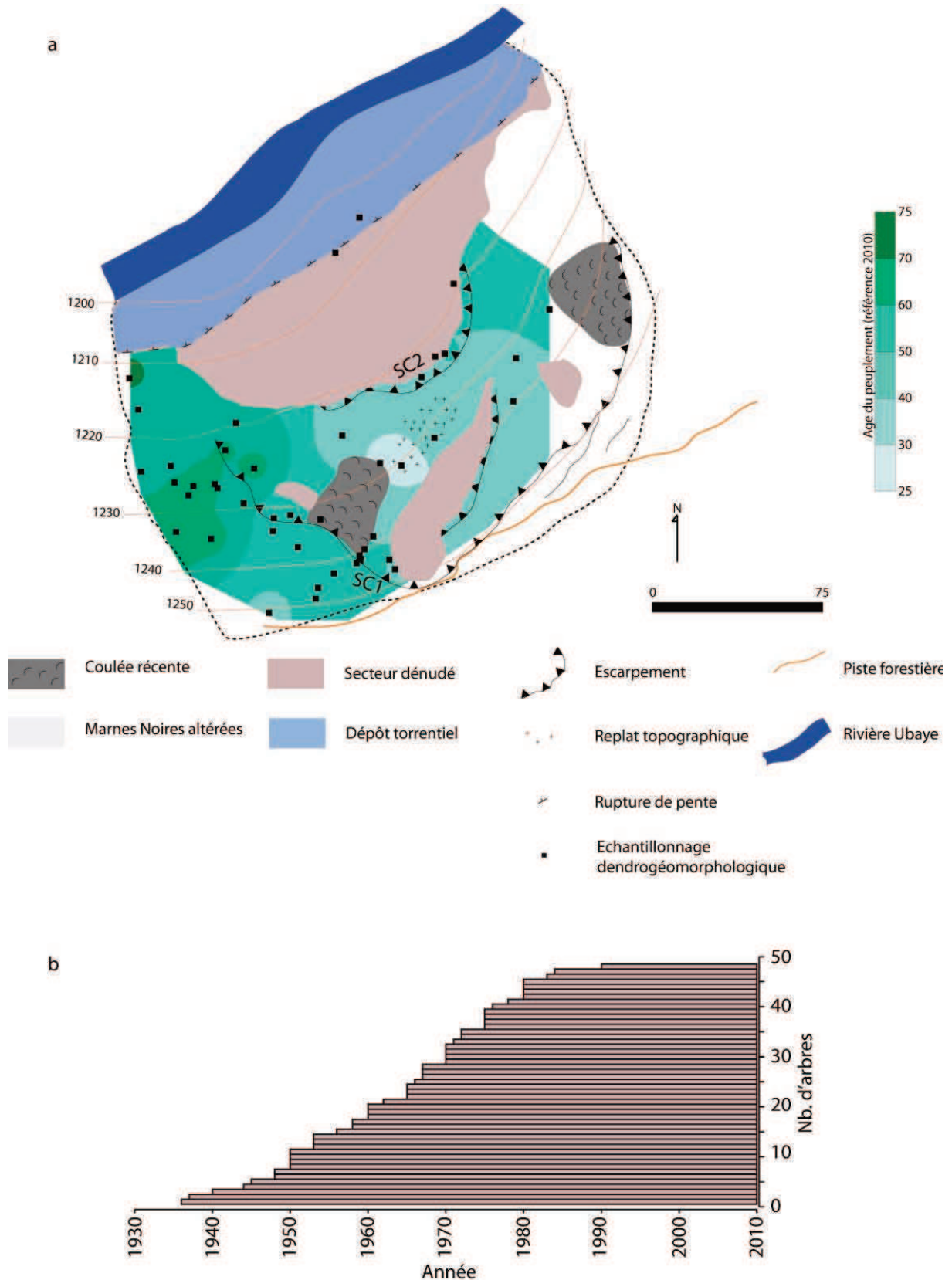
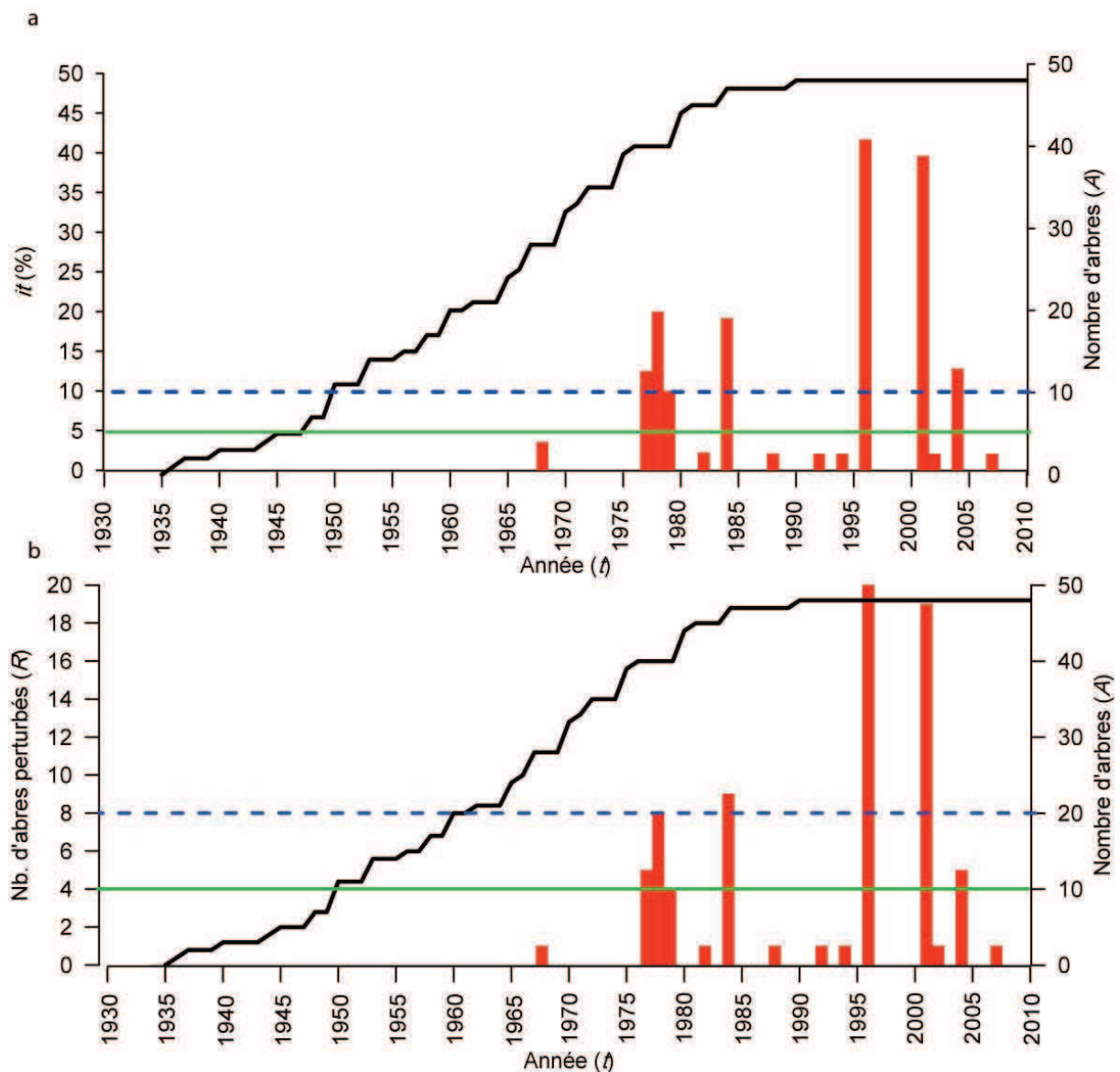


Figure 70. Structure de l'âge du peuplement sur le glissement de terrain des Davids-Bas (a) et nombre d'arbres vivants pour chaque année (b).

3.c. Les perturbations de croissance

L'observation des 192 échantillons et des 25 sections racinaires prélevés ont permis d'interdater 95 PC depuis 1968. Sur le glissement de terrain des Davids-bas, le BC constitue la majorité des perturbations de croissance (76 %) alors que 24 % sont des RC. Cette proportion est inversée par rapport aux observations réalisées sur les glissements du Pra Bellon et

des Aiguettes. La première PC date de 1968 (figure 71, a). Elle a été observée seulement sur un individu, ce qui est insuffisant pour considérer qu'une réactivation s'est produite au cours de cette année (figure 71, b).



3.d. La chronologie des réactivations

Compte-tenu de la surface réduite et de la densité de boisement faible, le nombre de prélèvements est faible. Les seuils de l'indice It et du nombre de PC observés ont été ajustés en conséquence. Ainsi, une réactivation est reconstruite lorsque le seuil de l'indice It dépasse 5 % et que des PC sont observées sur au moins 4 arbres. Ces seuils ont permis de reconstruire 7 réactivations depuis 1977 (**figure 71, a, b**). Au total, 4 années, 1978, 1984, 1996 et 2001 avec un It supérieur à 10 % et une PC observée sur au moins 8 arbres ont été assimilées à des réactivation majeures. En revanche, en 1977, 1979 et 2004, l'indice It est supérieur à 5% et au moins 4 arbres présentent une perturbation. Pour ces années, l'agrégation spatiale a été analysée au moyen de l'indice de Moran. D'après le **tableau 11**, l'indice varie de -0.04 en 2004 à 0.23 en

Année	IM	Distribution
1977	0.23	Agrégée
1979	0.22	Agrégée
2004	-0.04	Dispersée

Tableau 11. **Indice de Moran (IM) et distribution.**

1977. Les années 1977 et 1979 présentent une distribution significativement agrégée des arbres. Elles ont été considérées comme des phases de réactivation mineures. Au total, sur le glissement de terrain des Davids-bas, 64 PC interdatées (83 % des 77 PC interdatées) ont permis de reconstruire 6 phases de réactivation depuis 1977 (**figure 72, a**).

3.e. La comparaison entre les PC observées et les changements anatomiques racinaires (CA)

L'analyse de la structure anatomique des trachéides des 20 sections racinaires prélevées sur 11 *P. uncinata*, confirme les phases de réactivation préalablement observées (**figure 71, b ; tableau 12**). Seule l'année 1979, phase de réactivation très localisée (**figure 72**) et considérée comme mineure, n'est pas confirmée par l'analyse anatomique racinaire. En revanche, en 1984, seule l'analyse anatomique permet de conclure à une réactivation. De manière générale, à l'échelle de l'individu, l'information temporelle issue des CA permet de confirmer mais également de préciser l'analyse dendrogéomorphologique. Ainsi, par exemple, l'échantillon racinaire n°47.a confirme la PC observée en 2001 dans la tige. Dans le cas de l'échantillon n°41, seule l'année 2001 est observée dans la tige aérienne. Celle-ci est confirmée par l'échantillon racinaire n°41.b avec un CA daté en 2001. De plus, à partir de l'observation du deuxième échantillon racinaire (n°41.a), on date un CA en 1978. Ainsi, en prenant en compte à la fois les échantillons racinaire et aériens, la chronique individuelle de l'échantillon n°41 devient plus précise (**figure 72**). La prise en compte des échantillons racinaires peut, par conséquent, entraîner des modifications sensibles de la période de retour individuelle (**tableau 12**). Ainsi, par exemple, pour l'échantillon n°26, celle-ci passe de 30 à 20 ans lorsque l'on intègre les données issues de l'analyse anatomique des racines.

ID tige	PC	Pr	ID racine	CA	Pr*
1	2001, 1977	19	1.a	1984	12,6
			1.b	1977	
2	2001	40	2.a	1996	20
			2.b	2001	
			2.c	2001	
17	1996, 2001	22,5	17.a	ND	15
			17.b	1984	
			17.c	2001	
20	2001, 2007	26	20.a	2001	17,3
			20.b	1996	
26	1978, 1996	30	26.a	2004	20
			26.b	1978	
			26.c	1996	
34	2001	34	34.a	2001	34
35	1996, 2001	13	35.a	1984	8,6
36	1977, 1996, 2001	17,3	36.a	1984	13
41	2001	20	41.a	1978	10
			41.b	2001	
47	2001	30	47.a	2001	30
50	2001	60	50.a	1996	30

Tableau 12. PC observées dans la tige et CA observées dans les sections racinaires.

* indique la nouvelle période de retour individuelle qui prend en compte à la fois l'information racinaire et aérienne.

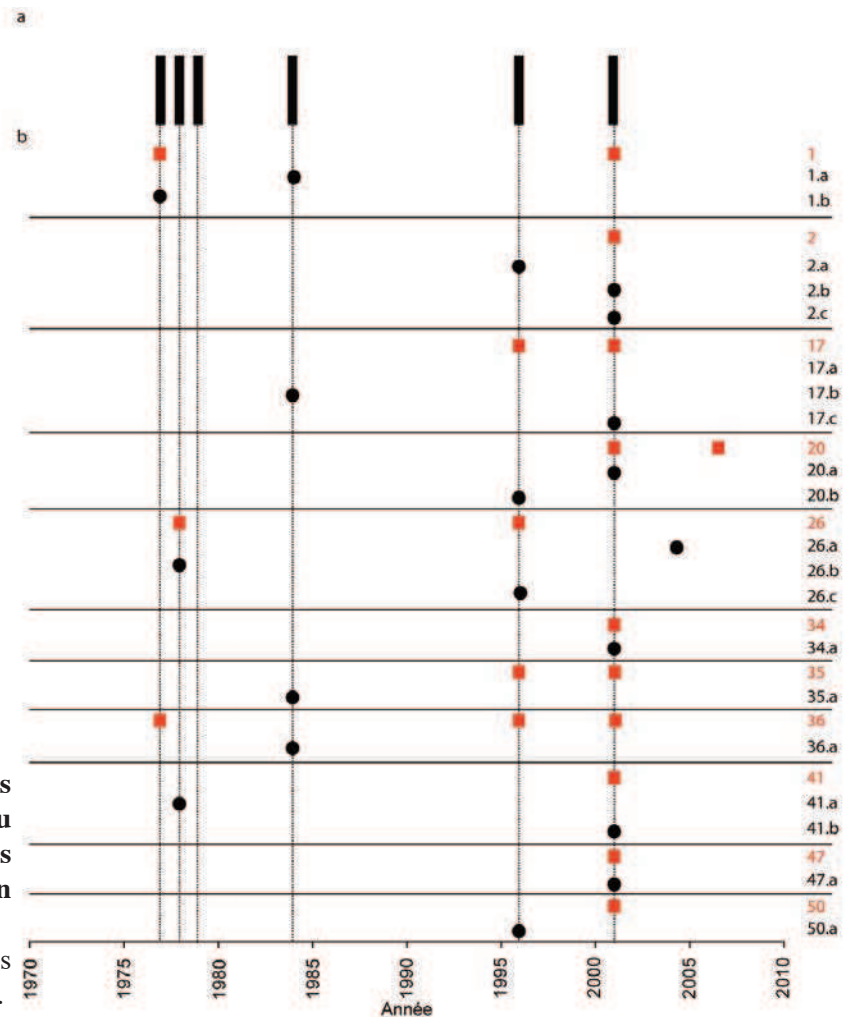


Figure 72. Reconstruction des phases de réactivation du glissement de terrain des Davids-bas (a) et comparaison entre les PC et les CA.

Les points noirs indiquent les CA et les carrés rouges les PC.

3.f. Les emprises spatiales des phases de réactivation

La cartographie des perturbations de croissance permet de mettre en évidence l'emprise de chacune des 6 réactivations reconstruites. Trois types de réactivation sont ainsi mis en évidence en fonction de leurs emprises spatiales (**figure 73**):

- (i) les réactivations majeures, observées en 1996 et 2001 pour lesquelles les arbres perturbés sont nombreux (indice I_t supérieur à 40 % pour les deux années) et couvrent l'ensemble de la surface du glissement de terrain,
- (ii) les phases de réactivation modérées, observées en 1978 et 1984, sont plus limitées spatialement. Les arbres perturbés se localisent uniquement dans le secteur Ouest de SC1,
- (iii) les phases de réactivation observées en 1977 et 1979, ont une emprise spatiale faible. Elles correspondent au fonctionnement local de l'escarpement SC1.

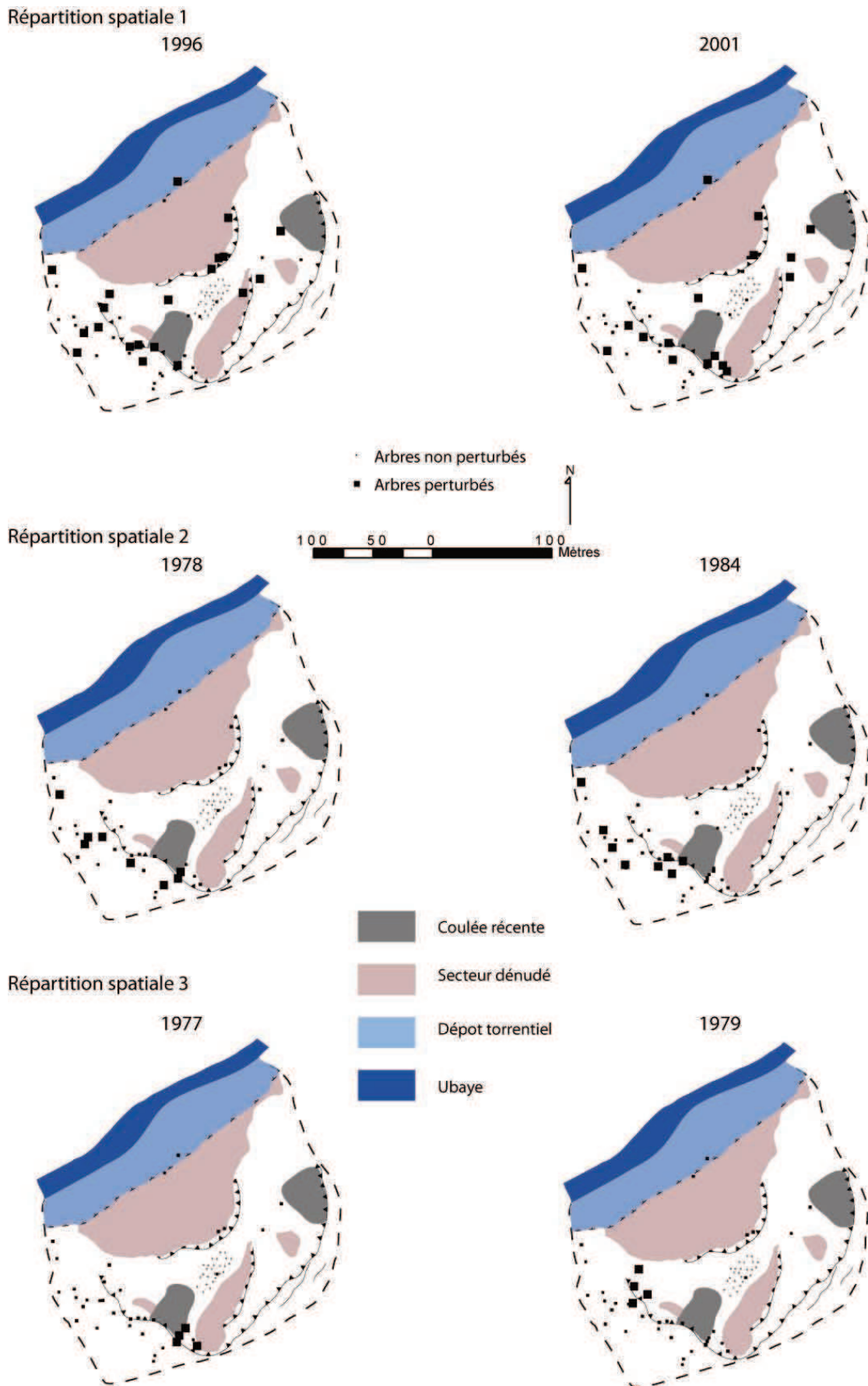


Figure 73. Les emprises spatiales des phases de réactivation du glissement de terrain des Davids-Bas.

3.g. L'estimation de la fréquence décennale et de la période de retour

Compte tenu de la présence d'un peuplement jeune, les premières phases de réactivation datent de la fin des années 1970. Sur le plan temporel, depuis 1970, la fréquence moyenne est de 1,5 phases de réactivation (écart type : 1 phases) par décennie. D'après la **figure 74**, le glissement de terrain des Davids-bas connaît une activité régulière avec au minimum une phase par décennie depuis 1980. La décennie 1970-1979, avec trois phases reconstruites, correspond à l'activité paroxysmique du glissement.

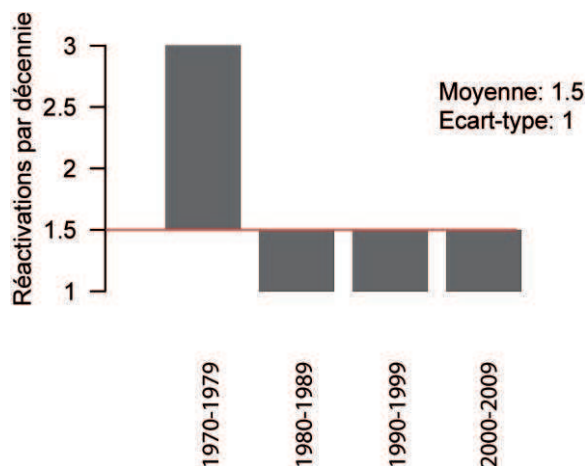


Figure 74. Fréquence décennale pour la période 1970-2009.

Sur le plan spatial, la majorité de la surface du glissement a été en mouvement au moins une fois. Seuls deux îlots forestiers, situés en marge de SC1 ne présentent aucune trace d'activité (**figure 75, a**). La cartographie de la période de retour à l'échelle du glissement (**figure 75, b**), fait ressortir deux unités principales:

(i) le corps du glissement, qui regroupe la partie amont de SC1 et SC2, présente une période de retour inférieure à 40 ans,

(ii) une unité, peu active, située en marge occidentale du glissement, où les périodes de retour varient de 40 à 70 ans.

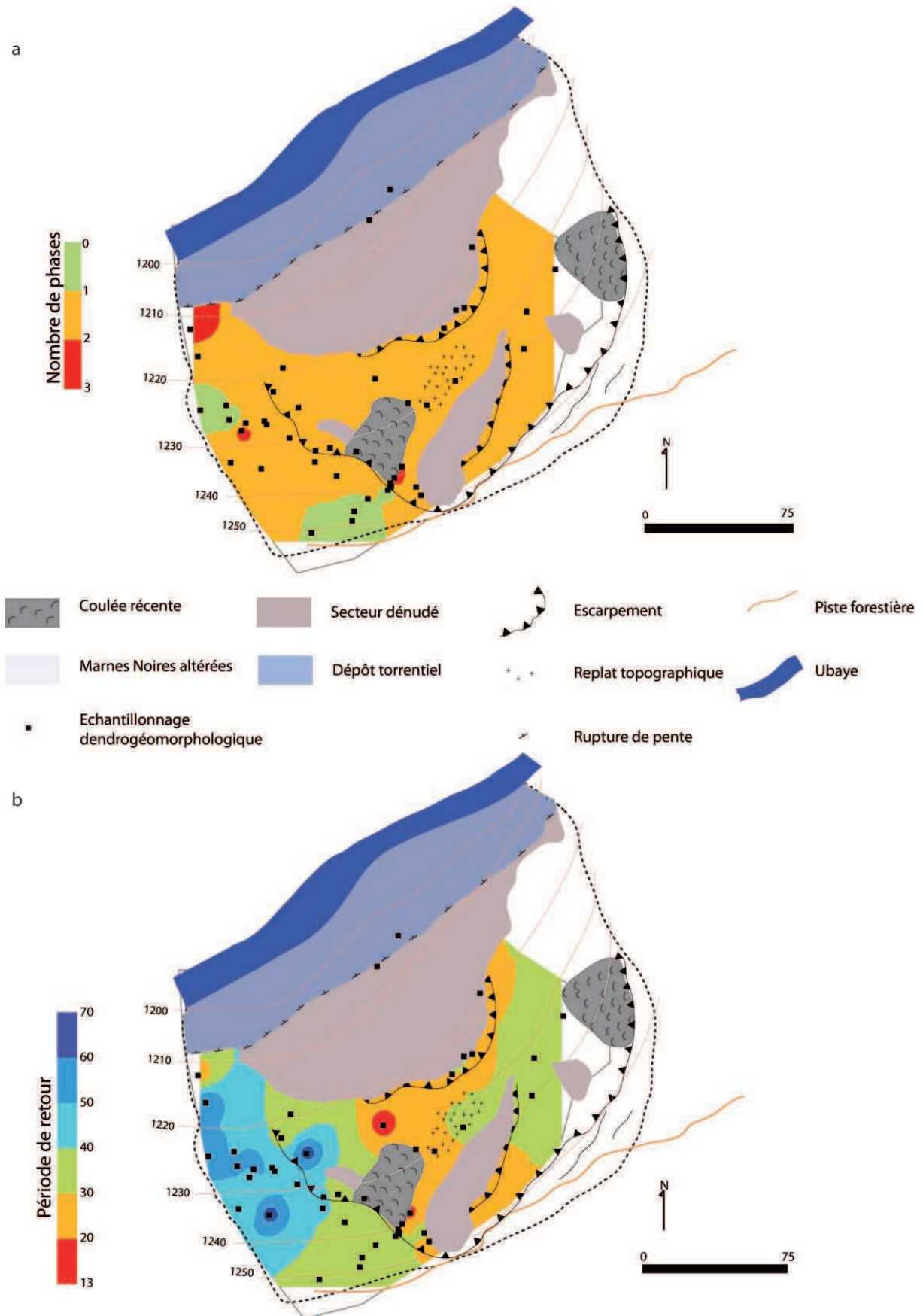


Figure 75. La cartographie du nombre de réactivations par arbre (a) et de la période de retour (b) sur le glissement de terrain des Davids-Bas.

3.h. La cartographie de la probabilité de réactivation

La période de retour individuelle issue de PC et des CA des 48 *P. uncinata* a été convertie en probabilité de déclenchement au moyen d'une loi de Poisson. L'interpolation permet d'obtenir une cartographie de la probabilité de réactivation du glissement de terrain des Davids-bas, dans les 5 (**figure 76, a**), 20 (**figure 76, b**), 50 (**figure 76, c**) et 100 prochaines années (**figure 76, d**). Deux secteurs montrent des probabilités de réactivation différentes :

- (i) la partie centrale du glissement, très active, a une probabilité de réactivation de 0,39 dans les 5 ans (**figure 76, a**), qui dépasse 0,99 au cours du siècle à venir (**figure 76, d**),
- (ii) un secteur plus stable, en marge occidentale du glissement, qui présente une probabilité de réactivation plus modérée de 0,06 (**figure 76, a**), 0,24 (**figure 76, b**), 0,51 (**figure 76, c**) et 0,76 (**figure 76, d**) au cours des 5, 20, 50 et 100 prochaines années.

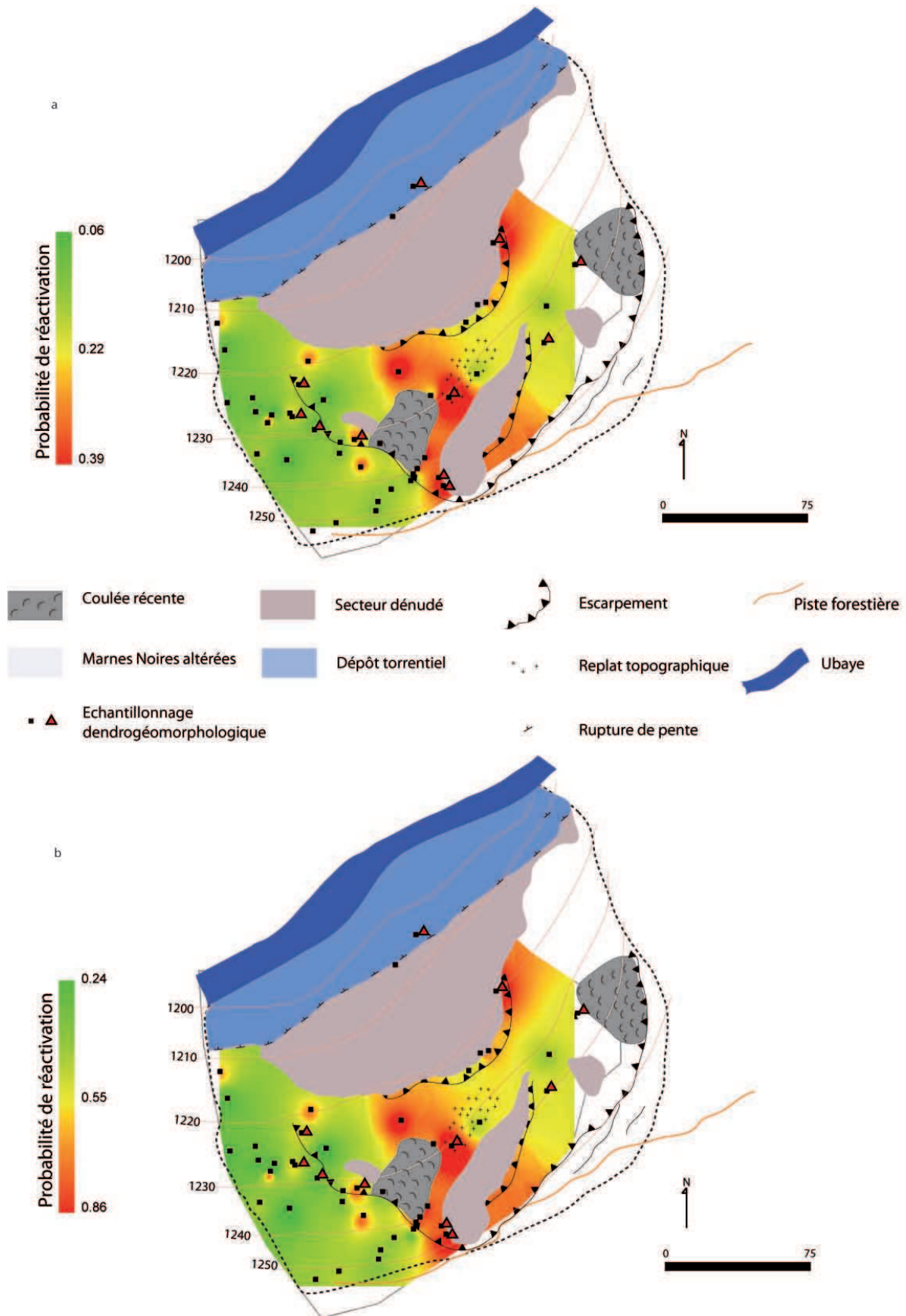


Figure 76. La cartographie de la probabilité de réactivation dans les 5 (a) et 20 ans (b) à venir.

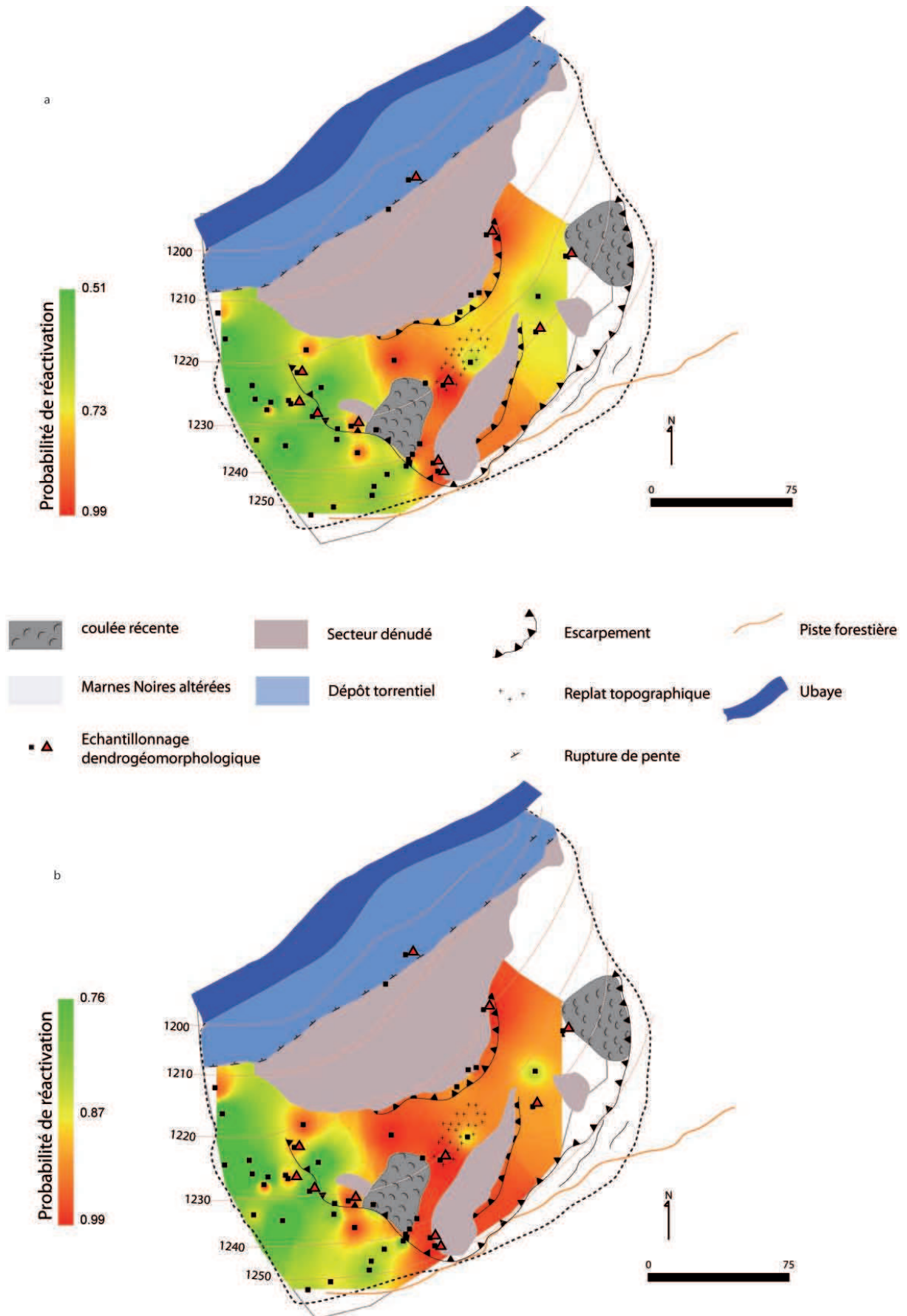


Figure 76 (suite). La cartographie de la probabilité de réactivation dans les 50 (c) et 100 ans (d) à venir.

3.i. La formation saisonnière du bois de compression

L'analyse de la position intra-cerne du BC a été utilisée pour définir la saison de basculement. Une position intra-cerne identique du BC dans au moins 5 arbres permet de dater le basculement entre les mois d'octobre (n-1) et d'avril pour les années 1977, 1978, 1984 et 1996. Le seuil minimal n'est pas atteint pour les années 1979 et 2001 et la précision de la reconstruction reste donc annuelle (**tableau 13**).

3.j. La relation entre l'occurrence des phases de réactivation et les précipitations mensuelles

L'analyse CART met en évidence un lien entre le cumul de précipitations hivernales (décembre (n-1), janvier (n) et décembre (n-1) + janvier (n)) et les réactivations. L'arbre de régression classe 65 % des années sans déclenchement lorsque les précipitations de janvier sont supérieures à 100 millimètres. La probabilité que le modèle classe correctement les années avec déclenchement atteint 30 %.

Année (n)	PC (n)	RC (n)	BC (n)	BIP (%)	BIT (%)	BF (%)	Précision de la reconstruction
2001	19	15	4	100	0	0	Annuelle
1996	20	0	20	45	45	10	Octobre 1995-Avril 1996
1984	9	1	8	87	13	0	Octobre 1983- Avril 1996
1979	4	3	1	100	0	0	Annuelle
1978	8	1	7	71	29	0	Octobre 1977- Avril 1978
1977	4	0	4	100	0	0	Octobre 1976- Avril 1977
total	64	20	44				

Tableau 13. **La formation saisonnière du bois de compression.**

PC : Perturbation de croissance; RC : Réduction de croissance; BC : Bois de compression; BIP : Bois initial précoce; BIT : Bois initial tardif; BF : Bois final.

Prédicteur	Valeur p	Significatif	A	B
juin (n-1)	0,76			
juillet (n-1)	0,27			
août (n-1)	0,16			
septembre (n-1)	0,29			
octobre (n-1)	0,72			
novembre (n-1)	0,94			
décembre (n-1)	0,42			
janvier (n)	0,01	*	0,046	-6,02
février (n)	0,16			
mars (n)	0,56			
avril (n)	0,38			
décembre (n-1) + janvier (n)	0,03	*	0,019	-4,96

Tableau 14. **Paramètres des modèles de régressions logistiques.**

Le tableau propose la valeur de p , l'intercepte (A), la pente (B) obtenues pour chacun des prédicteurs mensuels et saisonniers analysés. Pour chaque régression la significativité est représentée avec $p < 0,001$ (***), $p < 0,01$ (**), $p < 0,05$ (*), $p < 0,1$ (.).

Les modèles de régression logistique confirment cette relation mais avec une valeur de p peu significative ($p < 0.05$) (**tableau 14**). Le meilleur modèle Logit (**figure 77**) est de la forme:

Logit (π) = $\beta_0 + \beta_j$ (précipitation des mois de décembre (n-1) et janvier (n))

Où $\beta_0 = -6.02$ et $\beta_j = 0.046$

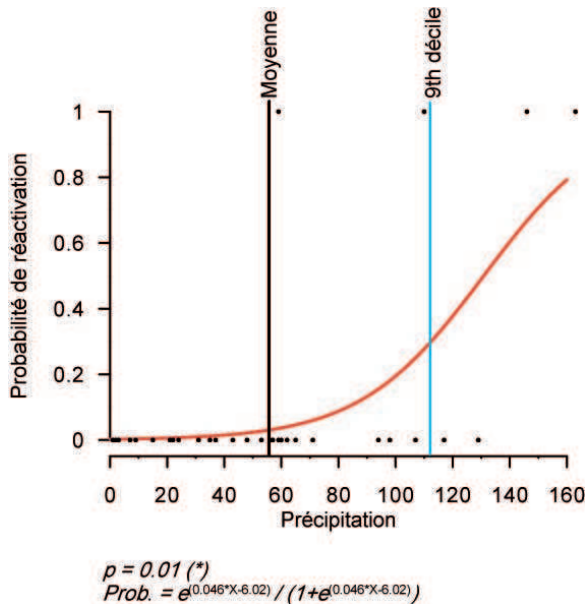


Figure 77. **Modèle Logit obtenu avec les cumuls des précipitations de décembre (n-1) à janvier (n).**

Ainsi la probabilité de réactivation pour le glissement de terrain des Davids-bas est de 30 % pour 111 millimètres de précipitations mensuelle (cette valeur correspond au neuvième décile de la distribution des précipitations pour la période 1970 à 2003).

4. Le glissement translationnel complexe du Bois Noir

Les résultats obtenus sur le glissement translationnel du Bois Noir ont fait l'objet d'une publication dans la revue *Landslides*. Pour plus de détail, l'article est disponible en page 228.

4.a. La répartition de l'échantillonnage

Le glissement de terrain du Bois Noir présente le taux de surface dénudée le plus

important des 4 glissements principaux étudiés. En effet, seulement 20 % de la surface totale du glissement sont utilisables pour une étude dendrogéomorphologique. Au total, 79 *P. uncinata* et 316 carottes ont été échantillonnés, essentiellement en périphérie des escarpements SC2, SC3 et SC4 (65 % de l'échantillonnage). Le reste de l'échantillonnage, moins dense, se localise préférentiellement, au niveau du corps du glissement de terrain, situé à l'aval de SC1 (**figure 78**). Les prélèvements ont été effectués sur des îlots forestiers (paquets glissés boisés), fortement

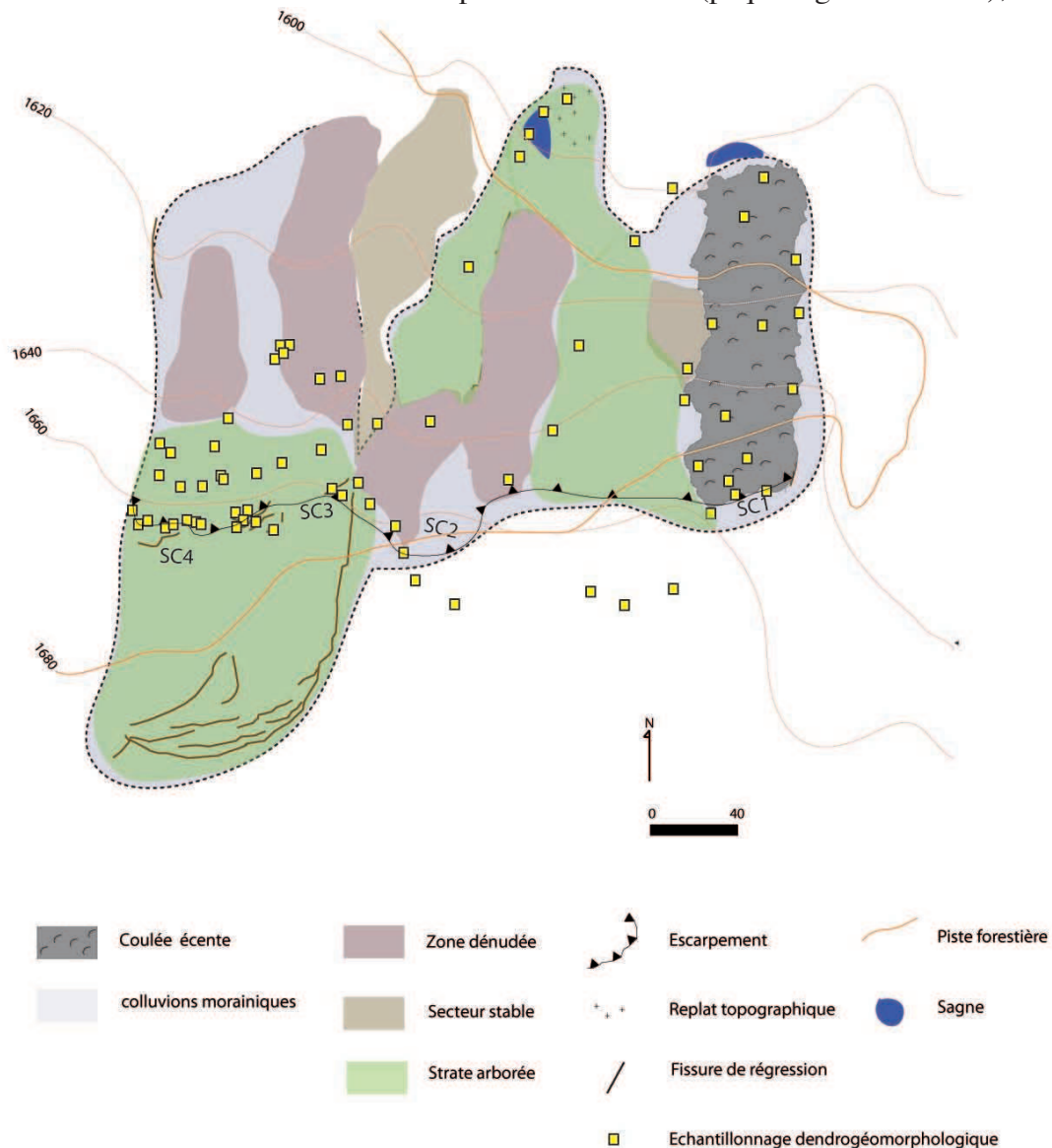


Figure 78. Echantillonnage dendrogéomorphologique réalisé sur le glissement de terrain du Bois Noir.

remaniés par l'activité du glissement. Compte tenu d'un échantillonnage inégalement reparti sur le glissement, la méthode d'interpolation n'a pas été utilisée pour la cartographie de la structure du peuplement, du nombre d'évènements par arbre et pour la période de retour. Seul le zonage de la probabilité de réactivation a fait l'objet d'une interpolation. Pour les autres cartes, une représentation ponctuelle de l'information a été privilégiée. A partir du référentiel dendrochronologique réalisé en ubac, 92 % des échantillons prélevés sur le glissement de terrain du Bois Noir ont pu être interdatés. Les échantillons restants ont été exclus de l'étude dendrogéomorphologique.

4.b. L'âge du peuplement

L'âge moyen du peuplement forestier sur le glissement de terrain du Bois Noir est de 100 ans avec un écart type de 23 ans. Le plus jeune des arbres est daté de 1968, le plus vieux de 1842. (**figure 79, b**). 53 % (n=38) des arbres échantillonnés ont plus de 100 ans. La distribution de l'âge des individus traduit deux phases de colonisation distinctes:

- (i) une première, dès les années 1875, montre une densification rapide du peuplement,
- (ii) une seconde datée au milieu des années 1950 est limitée à proximité de SC4 (**figure 79, a**).

D'un point de vue spatial (**figure 79, a**), l'âge des arbres montre une forte variabilité (structure irrégulière du peuplement) sur SC1 et SC2. Il varie entre 60 et plus de 140 ans. Sur SC3 et SC4, le peuplement est plus régulier. Sur SC3, l'âge des arbres échantillonnés varie entre 100 et 140 ans. Sur SC4, l'âge moyen est de 60 ans et la variance est faible.

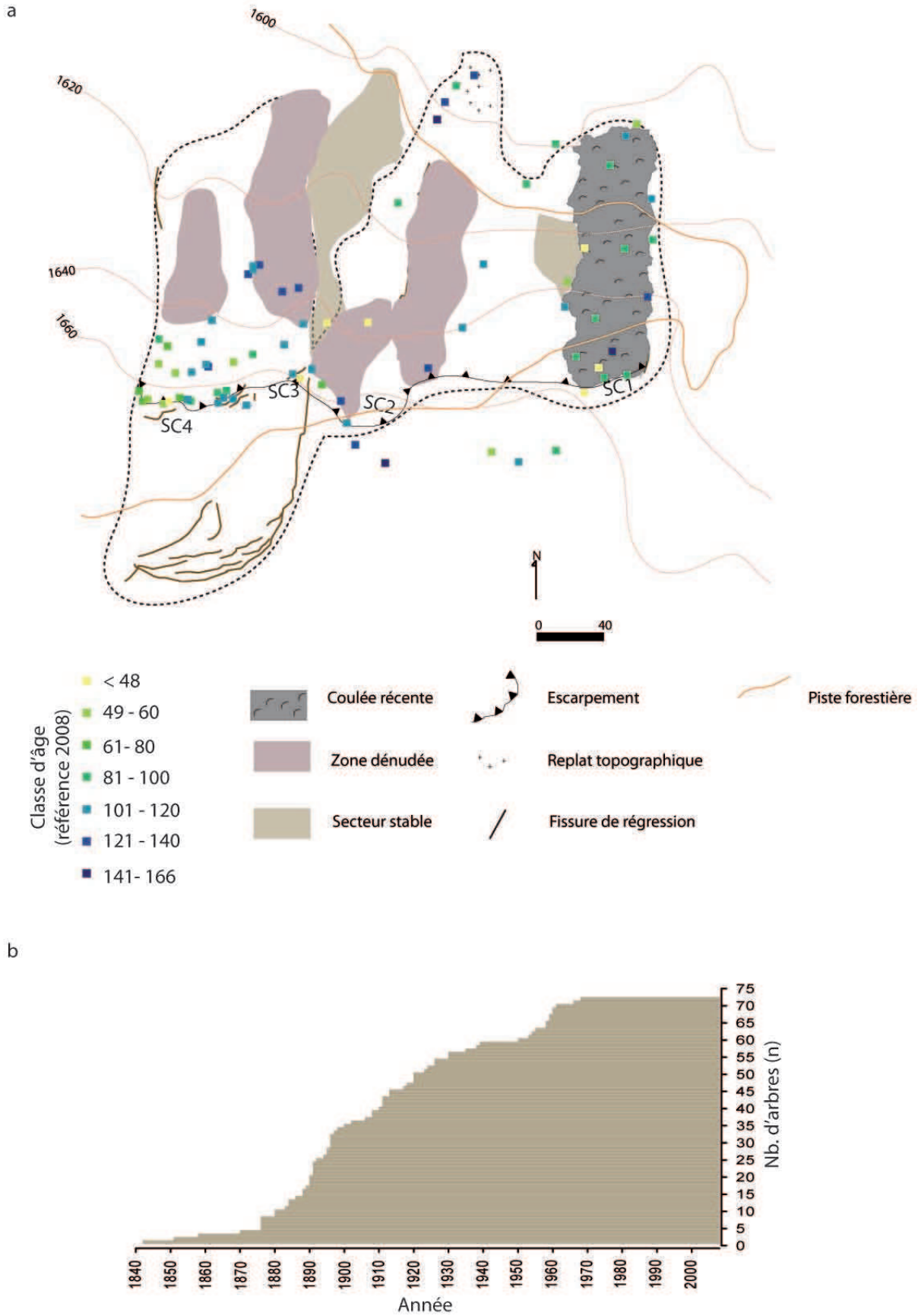


Figure 79. Structure de l'âge du peuplement sur le glissement de terrain du Bois Noir (a) et nombre d'arbres vivants pour chaque année (b).

4.c. Les perturbations de croissance

Les 284 échantillons interdatés issus des 71 *P. uncinata* ont permis d'identifier 169 PC depuis 1850 (figure 80, b).

La proportion des PC est similaire à celle observée sur le glissement de terrain des Davidsbas, avec 60 % de BC et 40% de RC.

La première PC date de 1850. Elle n'a été observée que sur un arbre et ne peut pas être attribuée à une réactivation.

4.d. La chronologie des phases de réactivation

Dans le cas du glissement de terrain du Bois Noir, le seuil pour l'indice I_t a été fixé à 5 % avec des PC observées sur au moins quatre ar-

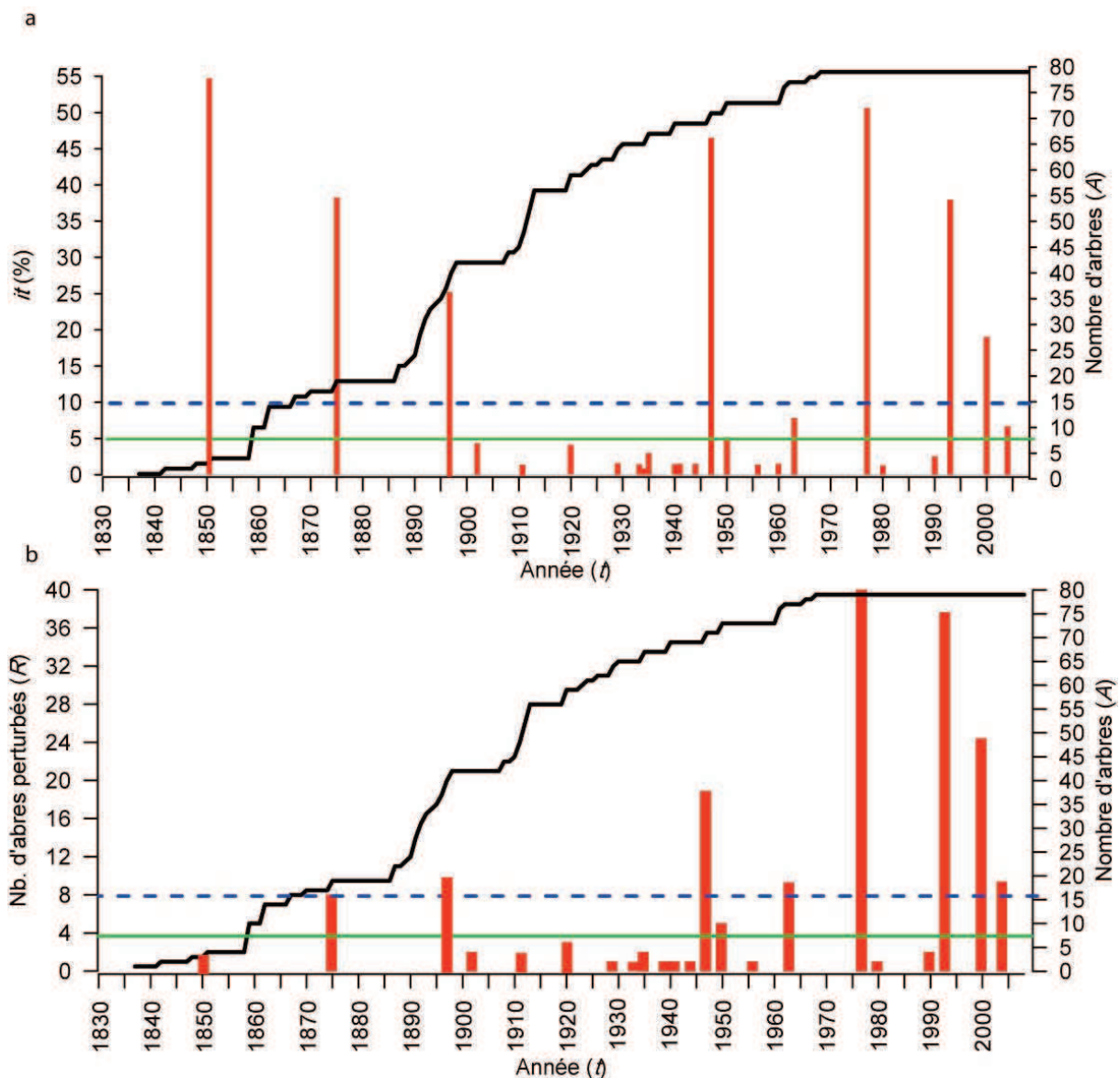


Figure 80. Indice I_t (a) et nombre d'arbres perturbés (R) (b) sur la période 1830-2008.

En pointillé bleu, le seuil minimal défini ($I_t > 10\%$ et $R > 8$) pour qu'un événement soit considéré comme majeur. En vert continu, le seuil minimal défini ($5 < I_t < 10$ et $R > 4$) pour qu'un événement puisse être considéré comme mineur.

bres. Neuf années dépassent ces deux seuils depuis 1875 (**figure 80, a, b**) :

- (i) 6 années, 1875, 1897, 1947, 1977, 1993 et 2000 présentent des valeurs supérieures à 10% pour It et à 8 pour PC. Elles sont donc considérées comme des réactivations majeures,
- (ii) en 1950, 1963 et 2004, compte tenu des valeurs plus faibles pour It et PC, le test d'autocorrélation de Moran a été utilisé pour vérifier l'existence d'une agrégation significative (**tableau 15**).

Année	IM	Distribution
1950	-0.05	Dispersée
1963	0.11	Agrégée
2004	0.15	Agrégée

Tableau 15. **Indice de Moran (IM) et distribution.**

En 1963 et 2004, l'indice de Moran supérieur à 0.1 traduit une agrégation spatiale significative. Ces années sont donc considérées comme des phases de réactivation mineures. En 1950, l'indice négatif traduit une dispersion des arbres perturbés. Les perturbations sont considérées comme du bruit et exclues de la reconstruction. Au final, 8 phases de réactivation sont reconstruites pour le glissement de terrain du Bois noir (**figure 81**).

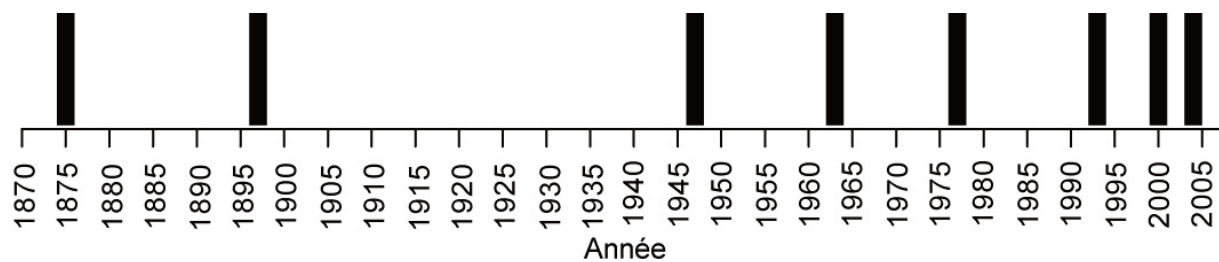


Figure 81. **Reconstruction dendrogéomorphologique des phases de réactivation du glissement du Bois Noir.**

4.e. Les emprises spatiales des phases de réactivation

La géolocalisation (précision métrique) des arbres échantillonnés sur le glissement de terrain permet de délimiter précisément l'emprise spatiale des 8 phases de réactivation reconstruites.

Deux types de réactivation sont identifiées en fonction de leur emprise spatiale (**figure 82**), avec:

- (i) en 1897, 1947, 1977, 1993 et 2000, les réactivations sont considérées comme majeures puisque les arbres perturbés sont situés sur l'ensemble du glissement,
- (ii) en 1875, 1963 et 2004, les réactivations sont plus localisées. Les arbres perturbés sont situés préférentiellement au niveau des escarpements.

Répartition spatiale 1



Répartition spatiale 2

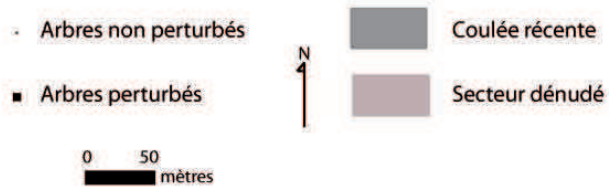


Figure 82. Les emprises spatiales des phases de réactivation du glissement de terrain du Bois Noir.

4.f. L'estimation de la fréquence décennale et de la période de retour

La première phase de réactivation est datée en 1875 (**figure 83**). Au cours de la période 1870-2008, le glissement de terrain a connu seulement 8 phases de réactivation, pour une moyenne, par décennie, de 0.57 phases (écart type : 0.64 phases). 7 décennies ne présentent aucune instabilité. En particulier, aucune réactivation n'est reconstruite entre 1900-1939. Seule la décennie 2000-2008 enregistre deux phases de réactivation. On peut observer, cependant, des fluctuations temporelles de l'activité du glissement de terrain, avec :

- (i) une instabilité observée au cours des trois premières décennies de la reconstruction, entre 1870 et 1900, avec, notamment, une phase de réactivation majeure en 1897,
- (ii) une succession de 4 décennies, sur la période 1900-1939, durant lesquelles aucune réactivation n'est reconstruite,
- (iii) une succession de 6 décennies actives depuis la réactivation majeure de 1947, avec cinq phases reconstruites dont deux depuis 2000.

A l'exception des arbres situés à l'aval de SC3, la majorité des arbres échantillonnés sur le glissement enregistrent au moins une réactivation (**figure 84, a**).

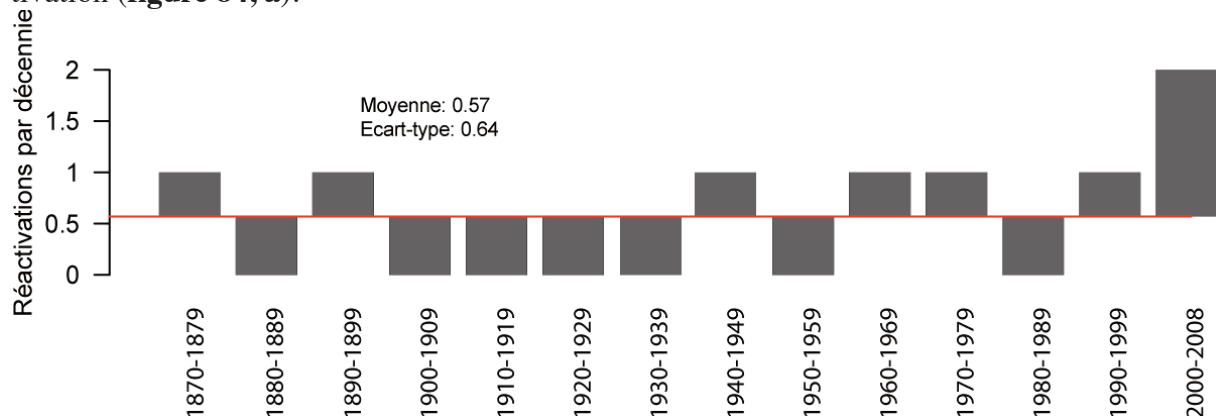


Figure 83. Fréquence décennale pour la période 1870-2008.

L'activité la plus fréquente est observée à proximité des escarpements (SC1, SC2, SC3 et SC4) avec, généralement 3 à 4 phases enregistrées par arbre. Ces secteurs présentent une période de retour inférieure à 30 ans (**figure 84, b**). Une activité soutenue est reconstruite dans le corps du glissement, à l'aval de SC1. Au contraire, le secteur situé en aval de SC3 et le gradin situé à l'aval de SC2 présentent une période de retour supérieure à 70 ans, voire même, pour certains arbres, supérieure à 100 ans (âge de l'arbre).

4.g. La cartographie de la probabilité de réactivation

La période de retour obtenue pour chacun des 71 *P. uncinata* a été convertie en une probabilité d'occurrence (**figure 85**) :

- (i) les secteurs les plus actifs, sont situés au niveau de SC1, SC2 et SC4. La probabilité d'occurrence atteint 0.33 pour les 5 prochaines années et pratiquement 1 au cours du siècle à venir,
- (ii) SC3 et le gradin situé à l'aval de SC2 montrent une probabilité de réactivation inférieure à 0.45 au cours du siècle à venir.

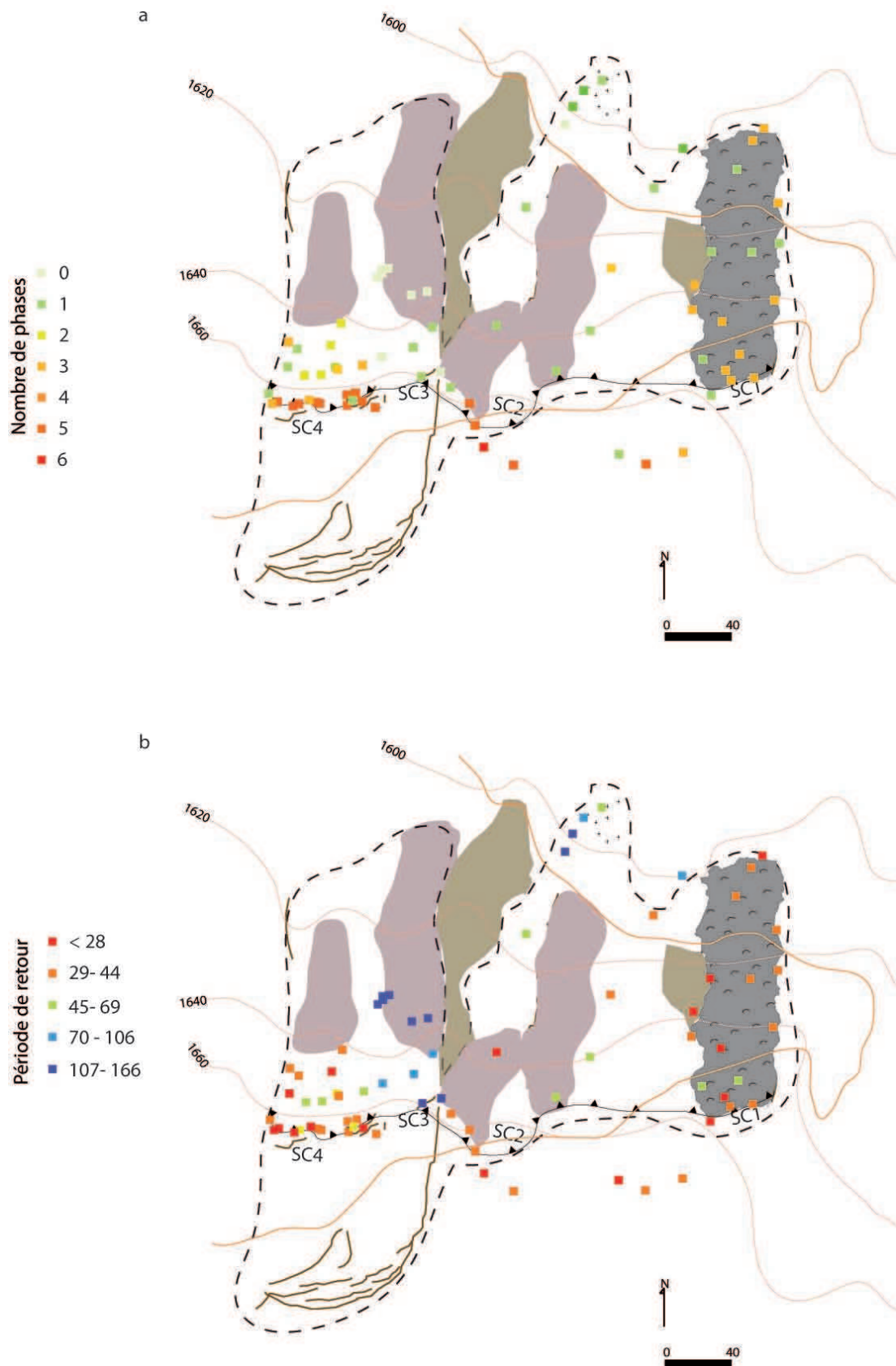


Figure 84. La cartographie du nombre de réactivations par arbre (a) et de la période de retour (b) sur le glissement de terrain du Bois Noir.

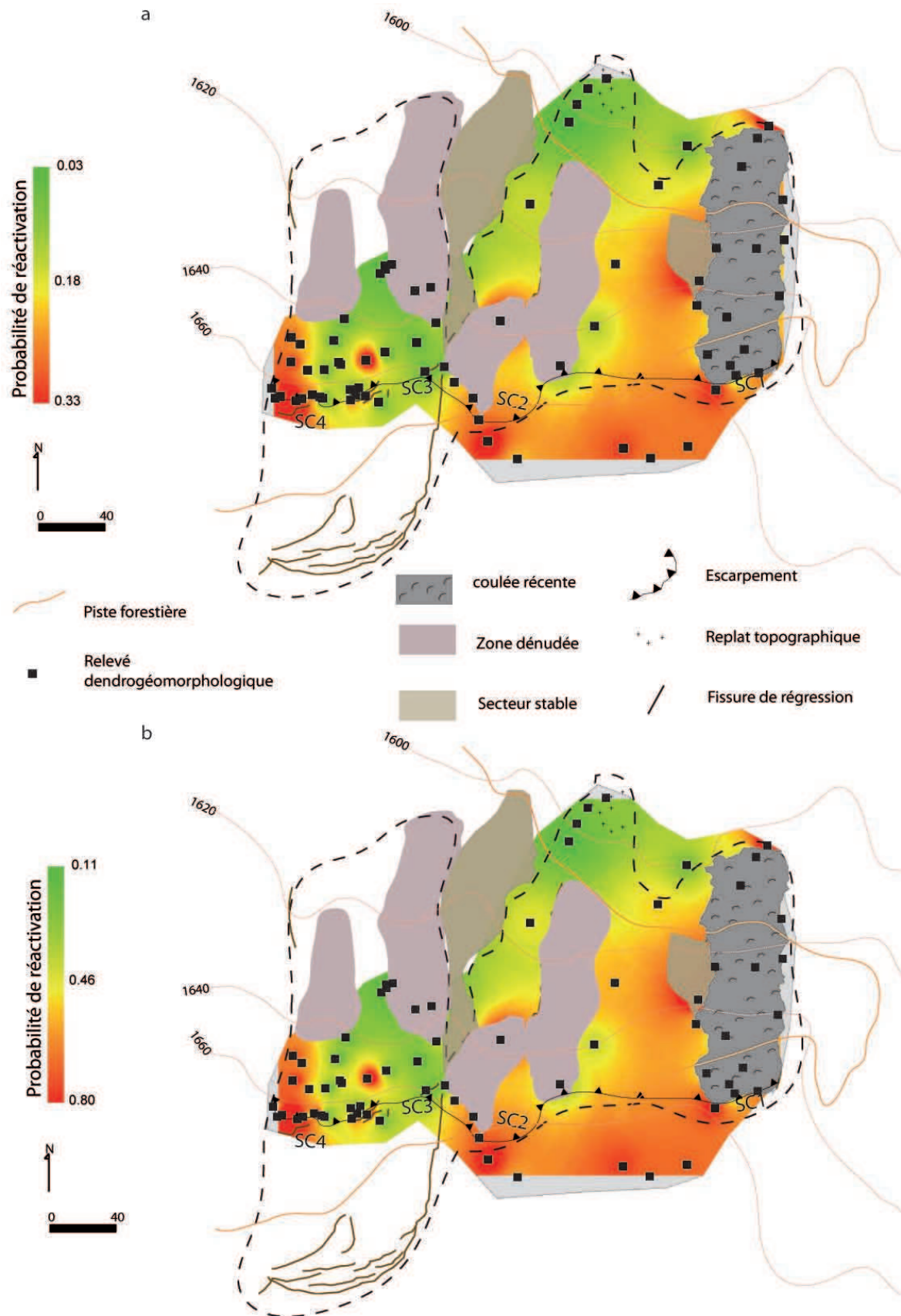


Figure 85. La cartographie de la probabilité de réactivation dans les 5 (a) et 20 ans (b) à venir.

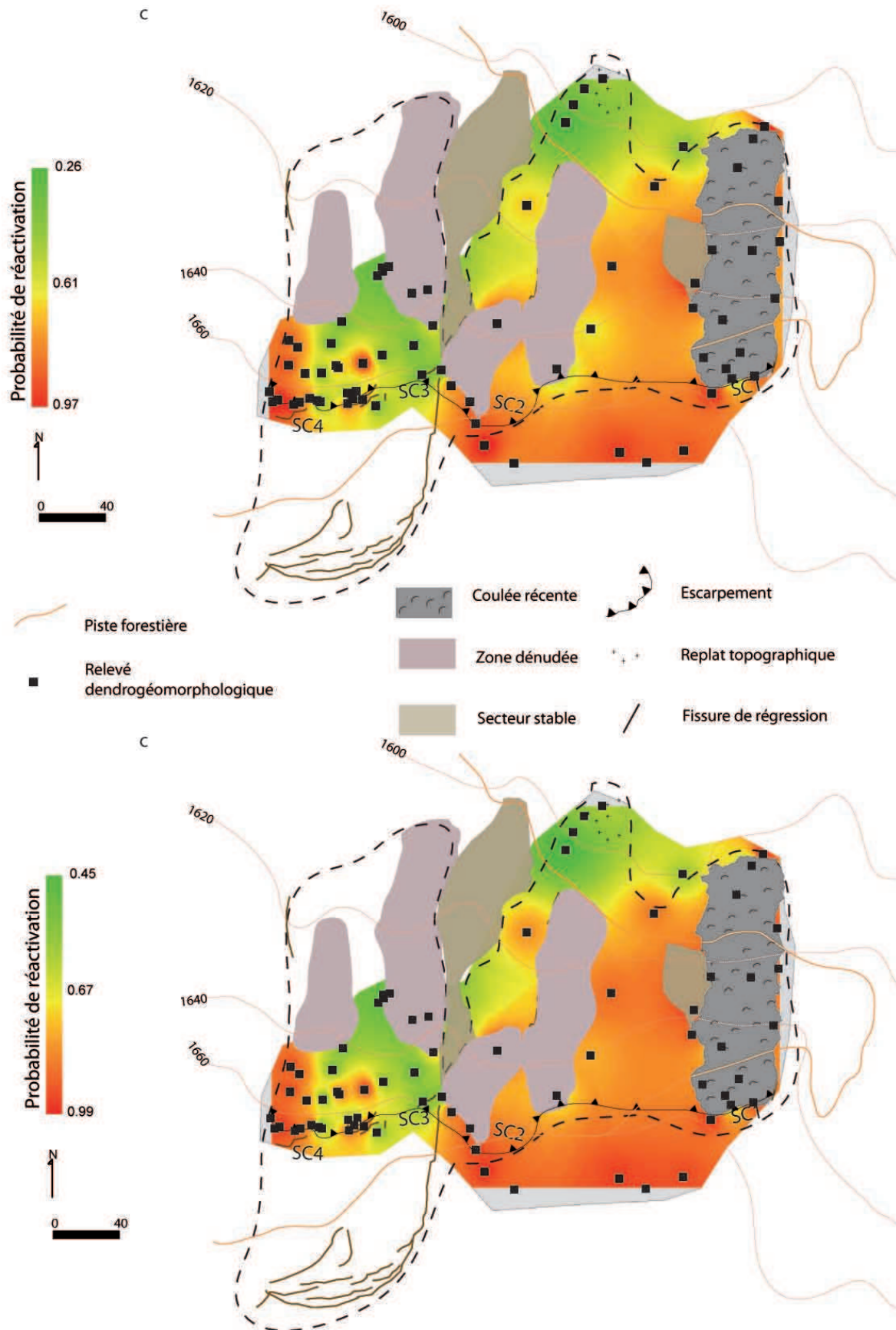


Figure 85 (suite). La cartographie de la probabilité de réactivation dans les 50 (a) et 100 ans (b) à venir.

4.h. La formation saisonnière du bois de compression

Sur le glissement de terrain du Bois Noir, la position intra-cerne du bois de compression sur au moins cinq échantillons a permis de dater 8 réactivations avec une précision saisonnière (**tableau 16**) :

- (i) en 1875, 1897, 1947, 1993 et 2004, l'occurrence de BC majoritairement dans le BIP permet de dater le basculement de l'arbre entre octobre (n-1) et avril (n),
- (ii) pour les années 1963, 1977 et 2000, le BC se situe exclusivement dans le BF de l'année n. On peut donc supposer un basculement de l'arbre entre le mois de juillet (n) et le mois de septembre (n).

On notera que les PC de 1978 ont été regroupées avec celles de 1977. En effet, en 1977, dans 100 % des cas, la formation du BC débute dans le BF. En 1978, celle-ci démarre dans le BIP (100 %). Nous avons considéré que le BC observé sur plusieurs individus en 1978 résultait d'une formation retardée suite à la réactivation de 1977.

4.i. La relation entre l'occurrence des phases de réactivation et précipitations mensuelles

L'arbre de régression de l'analyse de CART discrimine les années en fonction des précipitations du mois de juillet avec un seuil de 153 millimètres. La matrice de confusion indique que le modèle classe correctement 98 % des années sans déclenchement. Cependant, la probabilité de classer correctement les années de réactivation est seulement de 37 %.

Plusieurs modèles de régression logistique ont été testés en prenant à chaque fois comme prédicteur unique les cumuls pluviométriques saisonniers et mensuels (**tableau 17**). Cette analyse confirme le rôle des précipitations estivales (juillet et août) dans le déclenchement des phases de réactivation du glissement du Bois Noir.

Le meilleur modèle Logit (**figure 86**) obtenu est de la forme:

Logit (pi) = $\beta_0 + \beta_j$ (précipitation des mois de juillet et août)

Où $\beta_0 = -5.62$ et $\beta_j = 0.016$

Année (n)	PC (n)	RC (n)	BC (n)	BIP (%)	BIT (%)	BF (%)	Précision de la reconstruction
2004	10	5	5	100	0	0	Octobre 2003-Avril 2004
2000	24	8	16	0	0	100	Juillet-Septembre 2000
1993	36	14	22	72	14	14	Octobre 1992-Avril 1993
1978	28	20	8	100	0	0	Juillet-Septembre 1977
1977	8	0	8	0	0	100	
1963	10	5	5	0	0	100	Juillet-Septembre 1963
1947	19	11	8	63	37	0	Octobre 1946-Avril 1947
1897	9	4	5	100	0	0	Octobre 1896-Avril 1897
1875	7	2	5	100	0	0	Octobre 1874-Avril 1875
total	151	69	82				

Tableau 16. **La formation saisonnière du bois de compression.**

PC : Perturbation de croissance; RC : Réduction de croissance; BC : Bois de compression; BIP : Bois initial précoce; BIT : Bois initial tardif; BF : Bois final.

Prédicteur	Valeur p	Significatif	A	B
juillet (n-1)	0.009	**	0.021	-4.62
août (n-1)	0.035	*	0.015	-4.11
septembre (n-1)	0.35			
octobre (n-1)	0.07	.	0.008	-4.55
novembre (n-1)	0.22			
décembre (n-1)	0.75			
janvier (n)	0.51			
février (n)	0.59			
mars (n)	0.32			
avril (n)	0.38			
juillet (n-1) + août (n-1)	0.004	**	0.016	-5.62

Tableau 17. Paramètres des modèles de régressions logistiques.

Le tableau propose la valeur de p, l'intercepte (A), la pente (B) obtenues pour chacun des prédicteurs mensuels et saisonniers analysés. Pour chaque régression la significativité est représentée avec p < 0,001 (***) , p < 0,01 (**), p < 0,05 (*), p < 0,1(.).

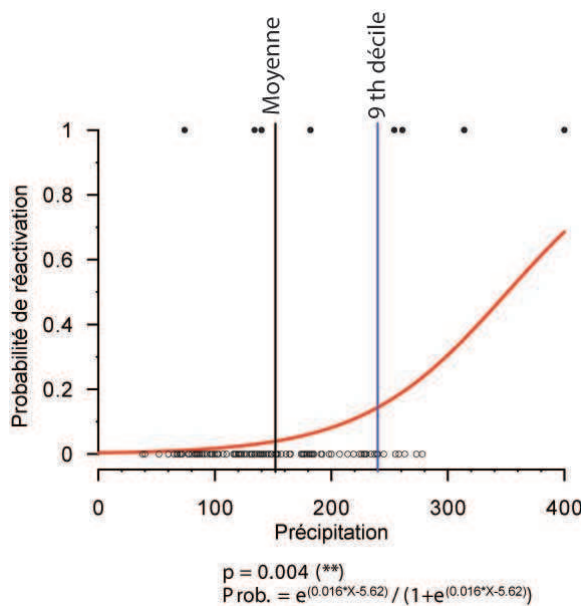


Figure 86. Modèle Logit obtenu avec les cumuls des précipitations de juillet (n-1) à août (n-1).

Selon ce modèle, la probabilité de déclenchement pour le glissement de terrain du Bois Noir est de 8 % lorsque le cumul des précipitations durant les mois de juillet et août est supérieur à 200 millimètres et de 15 % lorsque celui-ci dépasse les 240 millimètres.

Landslides
 DOI 10.1007/s10346-011-0284-6
 Received: 7 October 2010
 Accepted: 12 July 2011
 © Springer-Verlag 2011

Jérôme Lopez Saez · Christophe Corona · Markus Stoffel · Laurent Astrade · Frédéric Berger · Jean-Philippe Malet

Dendrogeomorphic reconstruction of past landslide reactivation with seasonal precision: the Bois Noir landslide, southeast French Alps

Abstract The purpose of this study was to reconstruct spatio-temporal patterns of past landslide reactivation in a forested area of the Barcelonnette Basin (Bois Noir landslide, Southern French Alps). Analysis of past events was based on tree ring series from 79 heavily affected Mountain pine (*Pinus uncinata* Mill. ex Mirb) trees growing near or next to the landslide body. Dendrogeomorphic analysis focused on the presence of compression wood and growth reductions, with the first reaction being used for a dating of past reactivations with seasonal precision. A total of 151 growth disturbances were identified in the samples representing eight different stages of reactivation of the landslide body between 1874 and 2008. The spatiotemporal accuracy of the reconstruction is confirmed by historical records from neighboring sites and by aerial photographs. The onset of compression wood formation allows identifying five stages of landslide reactivation during the dormant season or the very beginning of the growing season of trees, i.e., between early October and late May, and three stages toward the end of the growth period. Monthly rainfall data from the HISTALP database demonstrate that the rainfall during four out of the eight reactivations are characterized by summer rainfall totals (July–August) exceeding 200mm, pointing to the important role of summer rainstorms in the triggering of events at the Bois Noir landslide body.

Keywords Dendrogeomorphology · Landslides · Growth disturbances · Seasonal precision · French Alps

Introduction

Landslides constitute a common mass movement process and a widespread hazard in mountain and hillslope environments (Shroder et al. 2012) where they repeatedly cause damage and destruction to settlements, transportation corridors, or even lead to the loss of life. To avoid damage or fatalities, data are needed on the frequency and magnitude of past events to perform an appropriate hazard assessment (Jakob and Bovis 1996). Such knowledge is also crucial for the understanding of the variability of landslide processes during historical times and for the establishment of relationships between landslide occurrences and their triggers. The easiest way to model the response of landslide activity to precipitation, for instance, is to plot historical precipitation time series against the temporal pattern of landslide activity and to identify a precipitation threshold which effectively discriminates periods with from periods without landslides (Buma 2000).

A major obstacle for such an analysis is the lack of data with satisfying spatial resolution or precision over medium to long timescales and on a continuous basis (Claessens et al. 2006; Thiery et al. 2007). Usually, the temporal distribution of landslide events is estimated at supradecadal timescales and derived from large inventories of historical archives such as narrations, paintings,

engravings and other artworks, terrestrial or aerial photographs, satellite images, or incidental statements (Brunsdon and Jones 1976; Hovius et al. 1997; Martin et al. 2002). However, difficulties are normally numerous in accessing, extracting, organizing, databasing, and analyzing such data because they have not usually been collated for scientific purposes. Problems may involve conscientiousness of the observer, editing and recording process issues, and the haphazard nature of recorded events in both time and space (Ibsen and Brunsdon 1996). Furthermore, archival data are always biased toward catastrophic events (Flageollet et al. 1999) and are under-sampled in unpopulated areas (Mayer et al. 2010). Additional bias is introduced when interviewing residents because human memory is short-lived and highly selective, and the record will contain more frequent events of the recent past (Mayer et al. 2010).

Therefore, archival records should be supplemented with other techniques (Ibsen and Brunsdon 1996; Jakob 2005). An accurate method for the reconstruction of events on forested landslides is dendrogeomorphology, i.e., the analysis of trees affected by past geomorphic activity (Alestalo 1971; Stoffel and Bollschweiler 2008). Although a catastrophic failure will destroy all trees on a landslide, trees on shallow landslides characterized by small displacement amplitudes and low velocities may survive to reactivation events and conserve externally visible evidence of past events such as topped, tilted, or S-shaped stems, scars on the stem surface, or root breakages (Carrara and O'Neill 2003; Stefanini 2004). The impacts of such external damage is recorded in the tree ring record, and dendrogeomorphic techniques have successfully been applied in the past to reconstruct landslide histories on sites lacking long and complete archival records.

In contrast to rockfall (Stoffel et al. 2005a, b) or debris flows (Stoffel et al. 2008; Bollschweiler et al. 2010) where scars and tangential rows of traumatic resin ducts have been used to assess past process activity with up to monthly resolution (Bollschweiler et al. 2008; Stoffel and Hitz 2008; Schneuwly et al. 2009), dendrogeomorphology has only rarely been used to assess the seasonality of shallow landslides so far.

Therefore, the aim of this study was to reconstruct spatio-temporal patterns of landslide reactivation at Bois Noir (Barcelonnette Basin, Alpes de Haute-Provence, France). Through the analysis of tree ring series of Mountain pine (*Pinus uncinata* Mill. ex Mirb) we (1) reconstruct landslide activity and years of reactivation, (2) determine the spatial extent of the landslide complex, (3) assess the seasonality of landslide reactivation for the past 130 years, and (4) establish relationships between landslide reactivation and climate characteristics by comparing the landslide chronology with rainfall records.

Study site

The Bois Noir landslide (44°23'27 N, 6°45'27 E; Fig. 1a) is located on the south-facing slope of the Barcelonnette Basin, 2.5 km to the

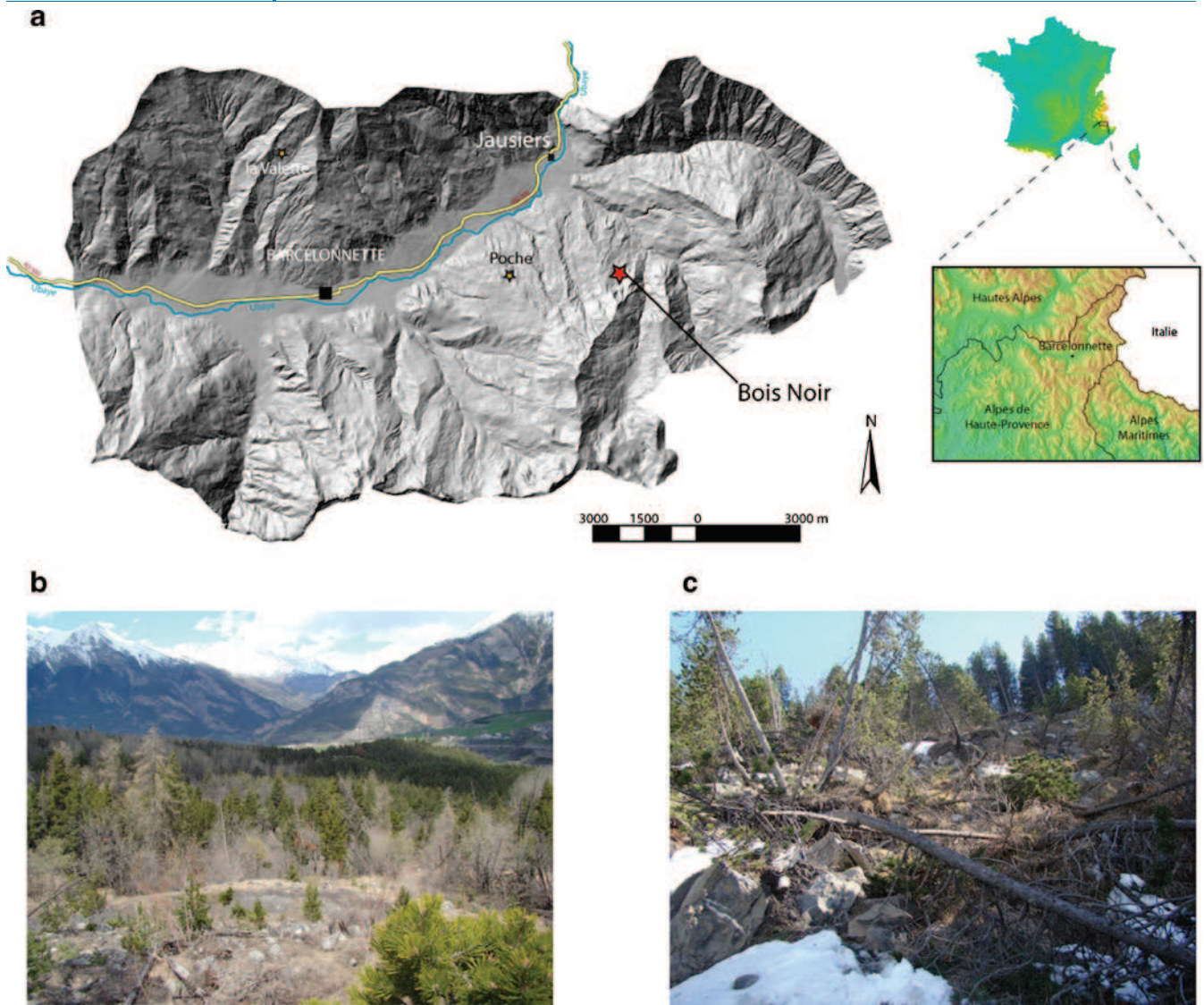


Fig. 1 a The Bois Noir landslide is located in the southern French Alps near the village of Jausiers. View of disturbed trees on the scarp (b) and in the landslide body (d)

southeast of Jausiers (Alpes de Haute-Provence, France). The landslide body is 300 m long, 500 m wide, and ranges from 1,600 to 1,680 m a.s.l. in elevation. The Bois Noir slope segment is characterized by an irregular topography with slope gradients ranging between 10° and 35° (Thiery 2007), and the site is covered by *P. uncinata* and grasslands (Razak et al. 2011). Geology at the study site is characterized by a 15-m-thick top layer of morainic colluvium, underlain by autochthonous Callovo–Oxfordian black marls (BRGM 1974; Flageollet et al. 1999; Maquaire et al. 2003) which are very sensitive to weathering and erosion (Antoine et al. 1995). The southern part of the Bois Noir slope segment is characterized by outcrops of limestone in the summit crest and is characterized by steep slopes of up to 70° , with extensive scree slopes. The area is characterized by a dry and mountainous Mediterranean climate with strong inter-annual rainfall variability. According to the HISTALP meteorological dataset (Efthymiadis et al. 2006), rainfall at the gridded point closest to the Bois Noir landslide ($44^\circ 25' \text{ N}$, $6^\circ 45' \text{ E}$) is $1,015 \pm 179 \text{ mm year}^{-1}$ for the period 1800–2004. Rainfall can be violent, with intensities overpassing 50 mm h^{-1} ,

especially during summer storms (Flageollet et al. 1999). Mean annual temperature is 7.5°C with 130 days of freezing per year (Maquaire et al. 2003).

These predisposing geomorphic and climatic factors explain the occurrence of a large landslide complex characterized by different styles of activity with shallow rotational and translational shallow slides in the upper parts of the slope, and shallow earthflows in the lower parts of the slope. The landslide complex usually affects the uppermost 2–6 m of the surface deposits. A detailed geomorphologic map (Fig. 2) has been prepared by Razak et al. (2011) from the analysis of a very dense airborne LiDAR point cloud and an associated very high-resolution DTM of 0.25 m using advanced visualization techniques, the interpretation of multi-temporal aerial images, and field observations in 2009. The geomorphologic map combines information on the landslide types, the affected surface deposits, and the relative age of specific features (cracks, lobes) within the landslide complex.

A dense network of small cracks mostly developed with a radial pattern can be observed in the source area upslope of the active

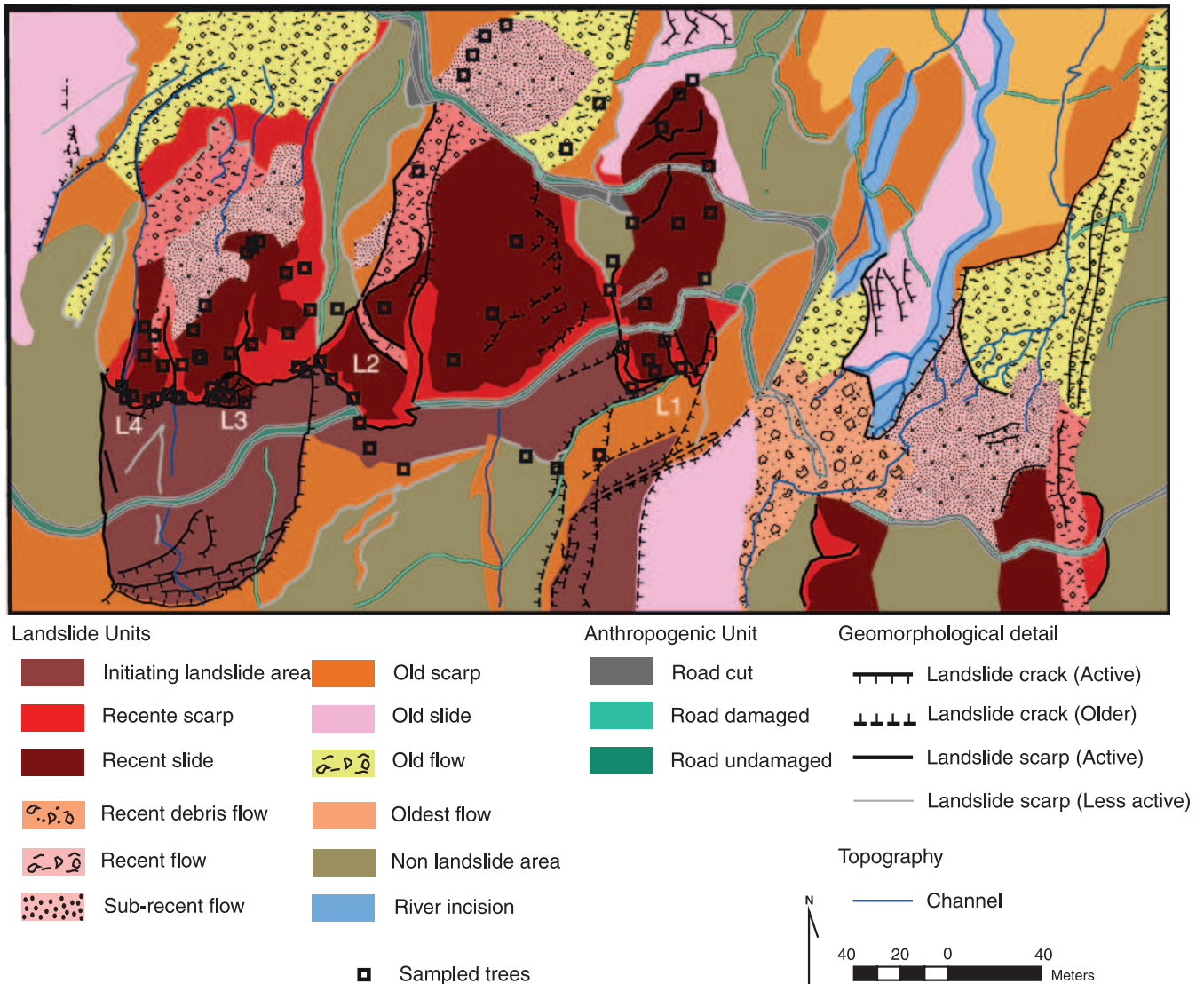


Fig. 2 Geomorphologic map (adapted from Razak et al. 2011) and position of trees sampled

landslide complex (Fig. 2). Downhill, the active landslide complex can be subdivided in landslide types of different styles of activity. The upper parts of the source area are characterized by rotational landslide scarps; in the lower parts of the slope, the landslide rigid bodies turn progressively into flow-type bodies characterized by lobes with concentric ridges. Further down, earthflows that reach less steep slopes and that cannot extend laterally are observed and produce pressure ridges.

All the landslide complex has to be interpreted as part of a larger and older landslide affecting more than four times the area of the studied landslide (Razak et al. 2011), and which is characterized by several stages of reactivation.

Landslides represent a major hazard in the Barcelonnette Basin where the combination of predisposing factors (lithology, surface deposits, climate, and land use) create favorable conditions for the triggering of mass movements. Archives yield information on more than 150 landslides in the Barcelonnette Basin since AD 1850 (Amiot and Nexon 1995; Flageollet et al. 1999; Remaître et al. 2010), but only information on one event at Bois Noir, namely in April 1993 (Thiery

et al. 2007), is included. This lack of references is partly due to the fact that (1) the Bois Noir landslide complex is not of major interest for risk managers as it does not cause extensive damage to life or property; (2) the Barcelonnette Basin has a relatively low population density, resulting in many slope failures remaining unnoticed; and (3) attention will focus on the extremely active large landslides causing a high potential risk such as La Valette, Super-Sauze, and Poche (Fig. 1a). However, the presence of tilted and deformed trees, of recent scarps and open cracks, and damages to the forest road crossing the slope clearly indicate that there is scope and reason to believe that the Bois Noir landslide has been subjected to multiple stages of reactivation in the recent past (Fig. 1b, c).

Material and methods

Reconstructing landslides events with tree ring series

Dendrogeomorphic techniques have been used to date landslide events in several ways. Tree ages may supply a first but important information on past activity as the oldest undisturbed tree on a

landslide body will provide a minimum age of movement (Carrara and O'Neill 2003). The approach using tree age on landslide surfaces is not new and goes indeed back to the late nineteenth century when McGee (1893) and Fuller (1912) dated movements in Tennessee and along the Mississippi river.

A more detailed analysis of landslide movement involves the interpretation of growth disturbances in annual ring series in trees affected by landslide activity (Carrara and O'Neill 2003). The earliest dendrogeomorphic studies of landslides date back to the 1970s (Alestalo 1971), and the method has been used extensively in the USA (e.g., Reeder 1979; Jensen 1983; Hupp et al. 1987; Osterkamp et al. 1986; Williams et al. 1992; Carrara and O'Neill 2003; Wiczorek et al. 2006), in Quebec (Bégin and Fillion 1988). In Europe, tree ring analyses have been used to reconstruct the frequency and extent of landslides events in the French Alps (Braam et al. 1987; Astrade et al. 1998), in the Italian Dolomites (Fantucci and McCord 1996; Fantucci and Sorriso-Valvo 1999; Santilli and Pelfini 2002; Stefanini 2004), in the Spanish Pyrenees (Corominas and Moya 1999), and, more recently, in the Flemish Ardennes (Belgium; Van Den Eeckhaut et al. 2009)

Collection and preparation of samples

The Bois Noir landslide complex has been subdivided into four subunits (called L1, L2, L3, and L4; Fig. 2) according to the geomorphological map and interpretation of Razak et al. (2011). To avoid misinterpretation, trees growing in sectors influenced by other types of geomorphologic processes (e.g., debris flow, gully erosion) or anthropogenic activity (silviculture) were disregarded for this analysis.

Based on an outer inspection of the stem, *P. uncinata* trees influenced by past landslide activity were sampled in the four subunits. Four cores per tree were extracted: two in the supposed direction of landslide movement (i.e., upslope and downslope cores) and two perpendicular to the slope. To gather the greatest amount of data on past events, trees were sampled within the tilted segment of the stems. We also collected cross-sections from landslide-damaged trees with poor survival probability. In total, 79 *P. uncinata* trees were sampled with four cross-sections and 300 increment cores. For each tree, additional data were collected, such as (1) tree height; (2) diameter at breast height; (3) visible defects in tree morphology, and particularly the number of knees; (4) position of the extracted sample on the stem; (5) photographs of the entire tree; and (6) data on neighboring trees. The coordinate of the tree were obtained with an accuracy <1 m with a Trimble GeoExplorer GPS.

In addition, 20 undisturbed trees located above the landslide scarps and showing no signs of landslide activity or other geomorphic processes were sampled to establish a reference chronology. Two cores per trees were extracted, parallel to the slope direction and systematically at breast height. This reference chronology represents common growth variations in the area (Cook and Kairiukstis 1990) and enables precise cross-dating and age correction of the cores sampled on the landslide body.

The samples obtained in the field were analyzed and the data processed following standard dendrochronological procedures (Braker 2002; Stoffel and Bollschweiler 2009). Single steps of surface analysis included sample mounting on a slotted mount, sample drying, and surface preparation by finely sanding the upper core surface up to grit size 600. In the laboratory, tree rings

were counted and ring widths measured to the nearest 0.01 mm using a digital LINTAB positioning table connected to a Leica stereomicroscope and TSAP-Win Scientific software (Rinntech 2009). The reference chronology was developed based on the growth curves of the undisturbed trees using the ARSTAN software (Cook 1985). The two measurements of each reference tree were averaged, indexed, and detrended using a double detrending procedure (Holmes 1994) with a negative exponential curve (or linear regression) and a cubic smoothing spline function (Cook and Kairiukstis 1990). The quality of the cross-dating was evaluated using COFECHA (Holmes 1983) as well as the graphical functions of TSAP-Win (Rinntech 2009). Growth curves of the samples of disturbed trees were then compared with the reference chronology to detect missing, wedging, or false rings and to identify reactions to mechanical stress. As no significant correlation was found between the reference chronology and 16 cores from affected trees (5.3%), these cores were not considered for further analysis.

Sign of disturbance in the tree ring records

Landslide movement (Fig. 3a) may induce several types of growth disturbances (GD) to trees, most commonly in the form of an abrupt reduction in annual ring width (Fig. 3b) and/or the formation of compression wood (CW, Fig. 3c) on the tilted side of the stem.

A reduction in annual ring width over several years (Figs. 3b and 4a) is interpreted as damage to the root system, loss of a major limb, or a partial burying of the trunk resulting from landslide activity (Carrara and O'Neill 2003). In this study, growth ring series had to exhibit (1) a marked reduction in annual ring width for at least five consecutive years such that the (2) width of the first narrow ring was 50% or less of the width of the annual ring of the previous year.

The onset of CW is interpreted as a response to stem tilting induced by pressure on the tree from the landslide material. Tilted trees try to recover straight geotropic growth (Mattheck 1993) via the development of S-shaped morphologies along the trunk. At the level of tree rings, tilting of a conifer trunk will result in asymmetric tree ring growth, i.e., in the formation of wide annual rings with smaller, reddish yellow-colored cells with thicker cell walls (so-called CW; Timell 1986) on the tilted side and narrow (or even discontinuous) annual rings on the opposite side of the tree (Panshin and de Zeeuw 1970; Carrara and O'Neill 2003). For example, the tree illustrated in Fig. 3c was tilted in 1993. The formation of CW on the tilted side of the tree is synchronous with the reduction of ring width in the opposite part of the section.

In the laboratory, wood anatomical analysis and microscopic observation focused on CW formation. Based on data from neighboring sites (Petitcolas and Rolland 1996), we know that the vegetation period of *P. uncinata* locally starts at the end of May with the formation of thin-walled earlywood tracheids. The transition from late earlywood (LE) to latewood (L) occurs in mid-July and the formation of thick-walled latewood tracheids ends in early October. The period between October and May is called the dormancy (D), and there is no cytogenesis during this time of the year (for details and illustrations, see Stoffel et al. 2005a and references therein).

The intra-annual position of CW was determined as illustrated in Fig. 4c–e. In EE, LE, and L, CW is identified by reddish yellow-colored cells with rounded tracheids. In L, a closer examination of

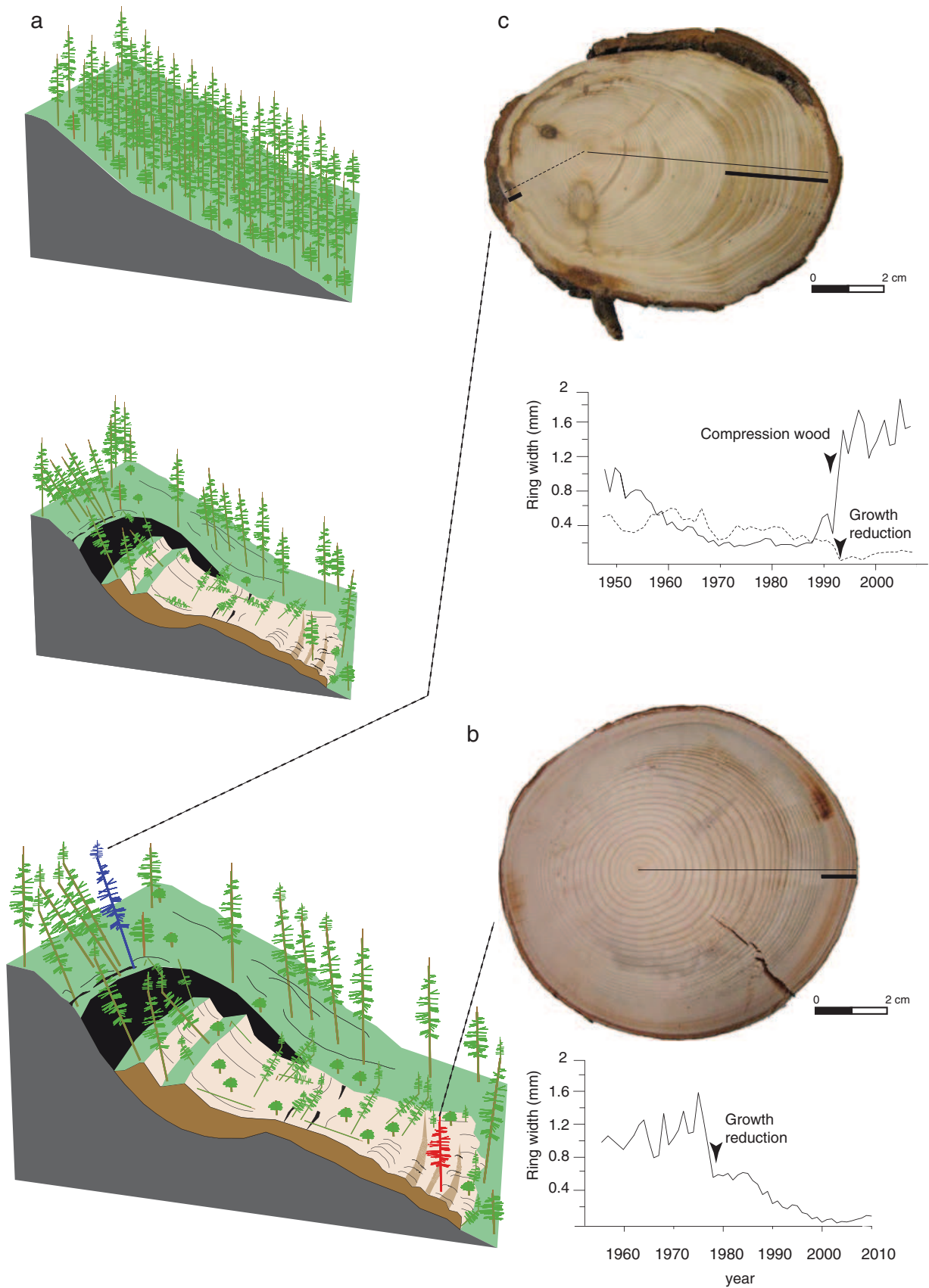
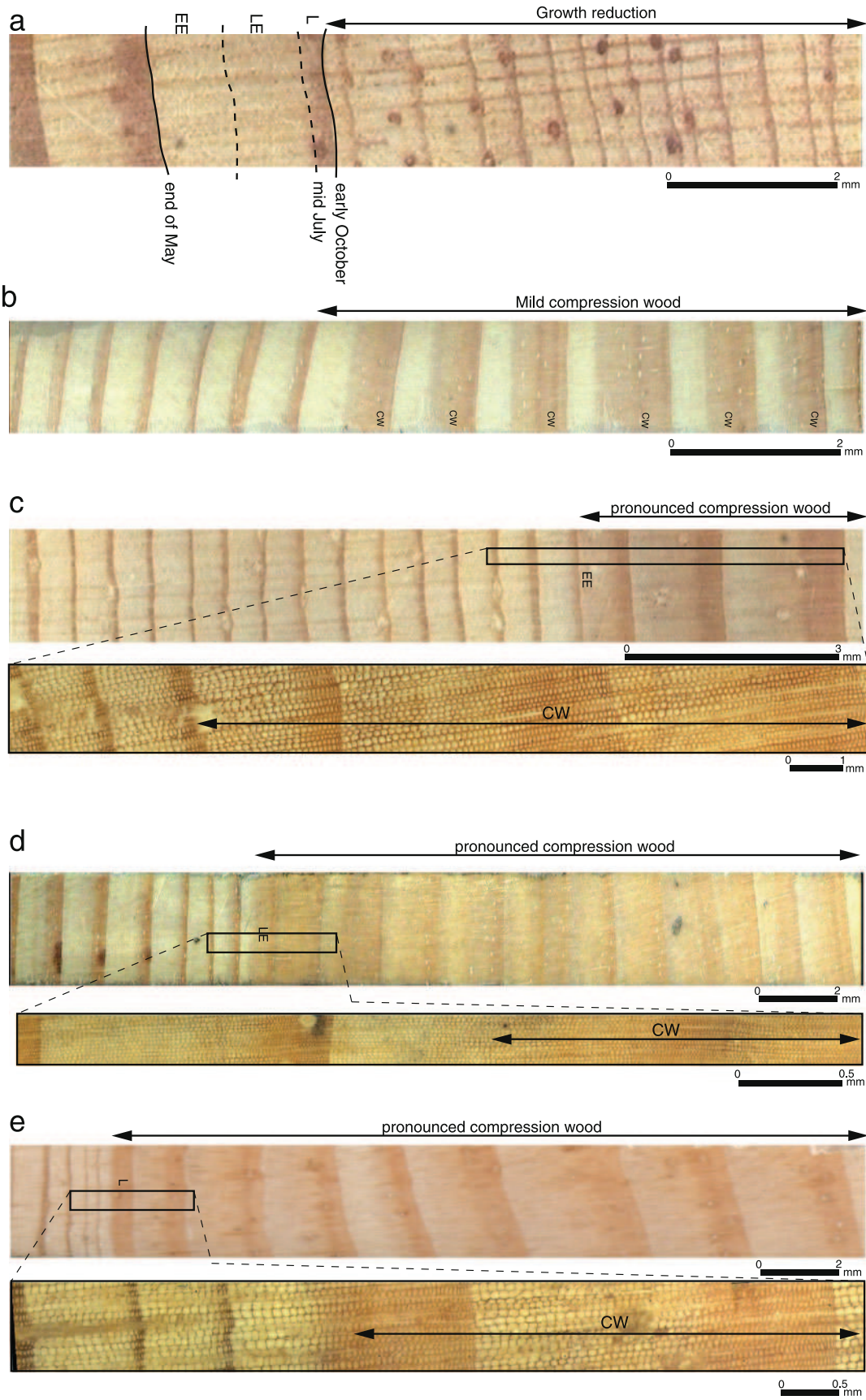


Fig. 3 a Principal dendrogeomorphic process event responses resulting from landslide activity. b, c Evidence used to infer landslide events from growth anomalies in the tree ring record



◀ **Fig. 4** Micro-sections of samples showing an abrupt growth reduction in 1978 (a), the onset of a mild CW series restricted to latewood (*L*) in 1947 and the onset of a pronounced CW series (b): during the dormant period or in early earlywood (*EE*), between October 2003 and May 2004 (a); in late earlywood (*LE*), i.e., between June and mid-July 1947 (d); and in latewood (*L*, i.e., between mid-July and early October) 1963 (e)

the tracheids of the pronounced CW revealed additional characteristic abundant intercellular spaces. The presence of CW in the first rows of cells (early earlywood, *EE*) of the first tree ring of a CW series points to tree tilting during the dormant season (Fig. 4c). The onset of CW in any other part of the tree ring (*LE*, *L*) does not, in contrast, systematically involve a tilting during the growing season: Pronounced CW is being present in most of or even in the entire width of a tree ring, while weak or moderate CW will only be formed in the later portions of a tree ring (*LE*, *L*; Timell 1986). As a result, CW series occurring during the growing season were only taken into account as such if (1) the first appearance of CW was in *EL* or *L* and if (2) the signal persisted after the initial occurrence over several tree rings and in their entire width (Fig. 4d, e). In contrast, weak or moderate CW that was, in addition, restricted to *EL* or *L* of a CW series, was not used for the assessment of seasonality of tilting (Fig. 4b).

Dating of events

Determination of events was based on the number of samples showing GD in the same year and the distribution of the affected trees on the landslide (Bollschweiler et al. 2008). To avoid overestimation of GD within the tree ring series in more recent years because of the larger sample of trees available for analysis, we used an index value (I_t) as defined by Shroder (1978) and Butler and Malanson (1985):

$$I_t = \left(\frac{\sum_{i=1}^n (R_i)}{\sum_{i=1}^n (A_i)} \right) \times 100 \quad (1)$$

where R is the number of trees showing a GD as a response to a landslide event in year t and A is the total number of sampled trees alive in year t . Following disturbance by an initial event, a tree may not necessarily yield useful data on additional events for some time (i.e., a tree may already be forming a narrow band of annual rings such that a subsequent disturbance would not be detected); this is why I was adjusted to only take account of trees with a useful record for year t (Carrara and O'Neill 2003). Following Dubé et al. (2004), Reardon et al. (2008), Butler and Sawyer (2008), and Corona et al. (2010) who reconstructed temporal information on past snow avalanches, the chronology of past events was based on $I \geq 10\%$ of all samples alive at year t . This threshold minimizes the risk that GD caused by other (geomorphic) processes could mistakenly be attributed to a landslide event. We also required that a minimum of five trees exhibits a response in order to avoid an overestimation of response percentage resulting from a low number of trees early in the record (Dubé et al. 2004). A landslide event was thus considered as an event with $I \geq 10\%$ and with GD in at least five trees.

To avoid misclassification of event years due to the strictness of the above thresholds, the position of each tree and its years

with GD were included in a Geographical Information System (GIS) using ArcGIS 9.3 (ESRI 2005) as geo-objects, and information from the database were linked as attributes to each single tree.

The age structure of the stand was approximated by counting the number of tree rings of selected trees. However, since trees were not sampled at their stem base and the piths as well as the innermost rings of some trees were rotten, the age structure is biased and does neither reflect inception nor germination dates. Nonetheless, it provides valuable insights into the major disturbance events at the study site with reasonable precision.

Meteorological dataset

The relationship between the actual triggering of landslides and rainfall depends on the characteristics of the movement: Shallow landslides are triggered by heavy rains falling in the hours or days preceding an event, whereas deeper landslides are usually related to the total rainfall recorded over several weeks or months, and deep-seated movements can even be related to the yearly amount of precipitations (e.g., Corominas and Moya 1999; Flageollet et al. 1999; Stefanini 2004). At Bois Noir, the depth of the landslide complex is estimated at 2–6 m (Thiery et al. 2007)

Furthermore, dendrogeomorphology will yield dates of landslide reactivation with seasonal accuracy, but the exact date within a dendrochronological year will remain unknown (Corominas and Moya 1999). For these reasons, this study did not focus on the relationship between landslide occurrences and heavy rainfall over short periods. Mean monthly values are considered to provide an appropriate level of resolution for analyses (Hebertson and Jenkins 2003).

Monthly homogenized precipitation records were taken from the HISTALP dataset (Efthymiadis et al. 2006) consisting of a dense network of 192 meteorological stations extending back to AD 1800 and covering the Greater Alpine Region (4–19° E, 43–49° N, 0–3,500 m a.s.l.). It consists of station data gridded at 0.1×0.1° latitude and longitude, which were 44°25' N and 6°45' E in the case of this study. The correlation coefficients (not presented) between the HISTALP series and the observed records from the Barcelonnette meteorological station (available for the period 1954–2003) are significant at $p < 0.05$ for all months.

Several classification and regression tree (CART; Breiman et al. 1984; Ripley 1996) analyses were investigated to predict landslide event years from the set of historic climate data (Hebertson and Jenkins 2003) using the 'rpart' routine (Therneau and Atkinson 1997) of the R package (R Development Core Team 2007). CART is a statistical method that explains the variation of a response variable (i.e., landslide indices, I_t , in the present case) using a set of explanatory independent variables, so-called predictors (i.e., monthly climatic data). The method is based on a recursive binary splitting of the data into mutually exclusive subgroups within which objects have similar values for the response variable (see Breiman et al. 1984 for details). Several CART models were tested with monthly, seasonal, and annual combinations of predictors and years from 1874 to 2004 and grouped into two response classes. Years with $I_t < 10\%$ were attributed the class 0, and years with $I_t > 10\%$ the class 1. Predictors were chosen to cover a large time range in order to evaluate a potential delay between rainfall, landslide triggering, tilting, and CW formation (Timell 1986). Monthly precipitations from

previous June to current April (current May to current September) were successively tested as predictors when CW was observed in EE (in any other part of the tree ring, LE, L).

The relation between climatic variables and landslide events was further explored using logistic regression (Aldrich and Nelson 1984; Hebertson and Jenkins 2003). This method describes the relationship between a dichotomous response variable, the presence/absence of a landslide event in our case, and a set of explanatory variables, the climatic data herein. It addresses the same questions as a least squares regression (OLS). In logistic regression, however, one estimates the probability that the outcome variable assumes a certain value rather than estimating the value itself by fitting data to a logistic curve. The logit is simply the log odds ratio of mean landslide probability:

$$\log \text{it}(p_i) = \left(\frac{p_i}{1 - p_i} \right) \quad (1)$$

where p is the probability of a major landslide year for the i years (1874–2004 herein).

It is modeled as a linear function:

$$\log \text{it}(p_i) = \beta_0 + \beta_1 x_{1,i} + \dots + \beta_k x_{k,i} \quad (2)$$

With an equivalent formulation:

$$p_i = \frac{1}{1 + e^{-(\beta_0 + \beta_1 x_{1,i} + \dots + \beta_k x_{k,i})}} \quad (3)$$

where X_k represents the k climatic factors used as regressors for year i , β_0 the intercept, and β_k the regression coefficients.

The unknown parameters β_j are usually estimated by maximum likelihood using a method common to all generalized linear models.

Results

Age structure of the stand and growth disturbances

The oldest tree cored at Bois Noir shows 173 tree rings at sampling height (AD 1837), while 50 growth rings (AD 1958) were counted in the youngest tree. Trees growing in or around the landslide body have a mean age of 100 years with a standard deviation of 23 years. Figure 5 illustrates the spatial distribution of tree ages. The age pattern of the stand is heterogeneous in L1, but tends to be more homogenous in the upper part of L2, L3 and in the upper eastern part of L4, near the scarp area, where a majority of trees are 100–120 years old. In the upper western part of L4, *P. uncinata* are younger with 60–80 years. The spatial gap in the lower part of L3 and L4 is related to the presence of shrubs and young broadleaved trees which were not sampled in this study.

Summary of disturbance in tree ring record

Analysis of the 79 trees sampled on the landslide allowed identification of 151 GD relating to past landslide events, with the onset of CW (82 GD, 55%) being more common than abrupt growth reductions (69 GD, 45%; Table 1). In 1859, the sample size surpassed the $n=10$ threshold for landslides to be considered events using dendrogeomorphic methods (Fig. 6). Sample size increased markedly after 1890 and excelled 50% ($n=40$) in 1912. The earliest GD observed in the tree ring series was dated to AD 1853; however, this year was not considered a landslide event as only two trees showed reactions. In contrast, the relative number of trees with GD did exceed the 10% threshold in 9 years after AD 1859 and were therefore considered years with landslide reactivation (Fig. 6). Apart from the landslide recorded in local archives in 1993, eight additional previously undocumented events took place between 1875 and 2008, namely in 1875, 1897, 1947, 1963, 1977, 1978, 2000, and 2004.

Seasonal timing of CW formation

Analysis of the intra-seasonal position of CW was used to determine the seasonal timing of tilting at Bois Noir landslide.

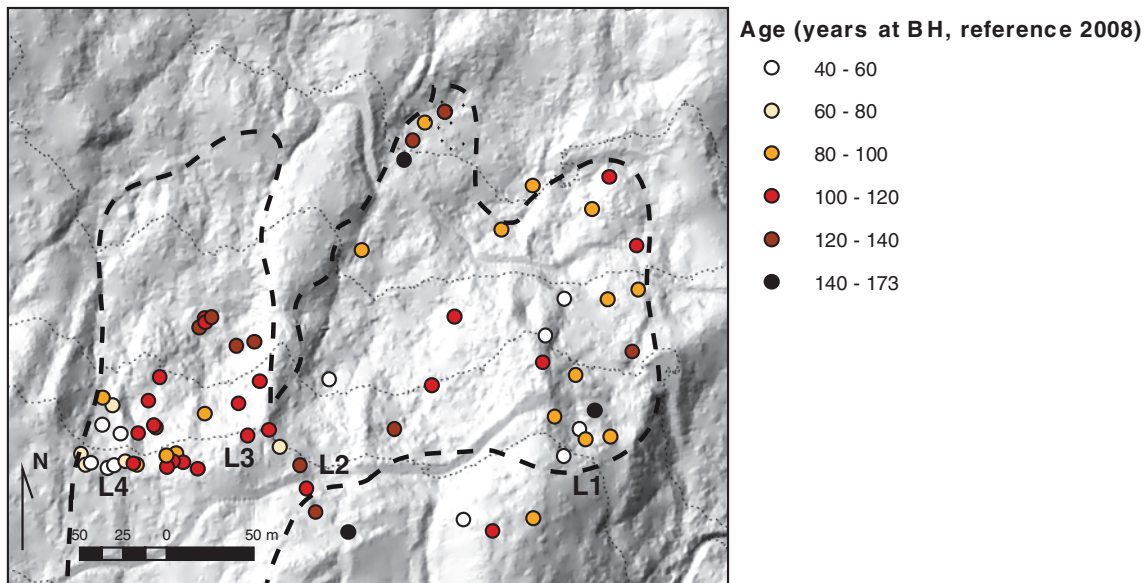


Fig. 5 Mean age of *P. uncinata* Mill ex. Mirb trees sampled on the Bois Noir landslide body

Table 1 Growth disturbances corresponding to past landslide reactivations listed by year and type

Year of GD	GD (<i>n</i>)	GR (<i>n</i>)	CW (<i>n</i>)	EE (%)	LE (%)	L (%)	Season of reactivation
2004	10	5	5	100	0	0	October 2003–April 2004
2000	24	8	16	0	0	100	July–September 2000
1993	36	14	22	72	14	14	October 1992–April 1993
1978	28	20	8	100	0	0	July–September 1977
1977	8	0	8	0	0	100	
1963	10	5	5	0	0	100	July–September 1963
1947	19	11	8	63	37	0	October 1946–April 1947
1897	9	4	5	100	0	0	October 1896–April 1897
1875	7	2	5	100	0	0	October 1874–April 1875
total	151	69	82	63	5	32	

GD growth disturbance, GR growth reduction, CW compression wood, EE early earlywood, LE late earlywood, L latewood

Table 1 shows a clear concentration of CW formation in EE (63%). Considering the timing of annual tree ring formation at Bois Noir, tilting is likely to have occurred between October of the previous and April of the current year in 1874–1875, 1896–1897, 1946–1947, 1992–1993, and 2003–2004. For those events where CW formation was initiated during the growth period of trees, it appears that CW formation is much more frequent during the period of latewood formation (L=32%). In this case, tilting would have occurred between July and September in 1963 and 2000. GD observed in EE 1978 were merged with GD observed in L in 1977 (Table 1). We considered that a unique reactivation occurred between July and September 1977. The onset of CW in EE in 1978 was regarded as delayed CW formation.

The relationship between dated events and spatial data is represented in the event response maps presented in Fig. 7. These maps reveal that major events occurred between October and April in 1946–1947 and 1992–1993 and between July and September in 1977 and 2000. They were recorded by trees located in all subunits of the landslide body (L1, L2, L3, and L4). Between July and September 1963 and between October 2003 and April 2004, movements affected trees only in the scarp area and on the upper landslide body, in subunits L1 and L4. The position of these tilted trees suggests a propagation of regressive erosion toward the scarp area.

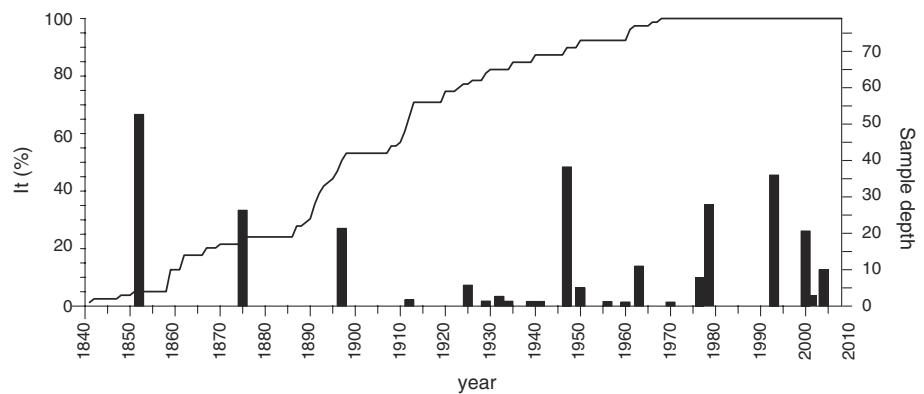
Relationship between landslide occurrences and meteorological data

The best model derived from CART analyses used only July rainfalls to optimize the splitting of landslide events probabilities. The splitting value for July was 153 mm, and the confusion matrix indicates that the model correctly classified non-landslide years in 98% of the cases. The likelihood of correctly classifying landslide events, however, is only 37%: Three out of eight landslide events occurred when precipitation in July was >153 mm. Several logistic regression models were then tested with the presence/absence of a landslide event as a dichotomous response variable and with monthly, seasonal, and annual rainfall as a single predictor. Analysis again confirmed the primordial role of summer precipitations (July, August) in landslide triggering (Table 2 and Fig. 8), and the most parsimonious logistic regression model has been determined having the following general form:

$$\text{Logit}(p_i) = \beta_0 + \beta_j(\text{July} + \text{August rainfall})$$

The model provides parameter estimates of -5.62 for β_0 and 0.016 for β_j . The chi-square statistics for the model (9.22) are significant with $p < 0.05$. The likelihood ratio test, significant at $p < 0.05$, indicates that the logit model is better than a null model and the pseudo- R^2 value (0.16) in correctly predicting landslide

Fig. 6 Event response histograms showing past landslide reactivations and seasonal distribution of the onset of CW formation. The percentage (*I_t*) of trees responding to an event are given on the left axis; the sample depth (i.e., the number of trees available for analysis) is presented on the right axis. The gray line shows the total number of trees (*n*) alive in each year



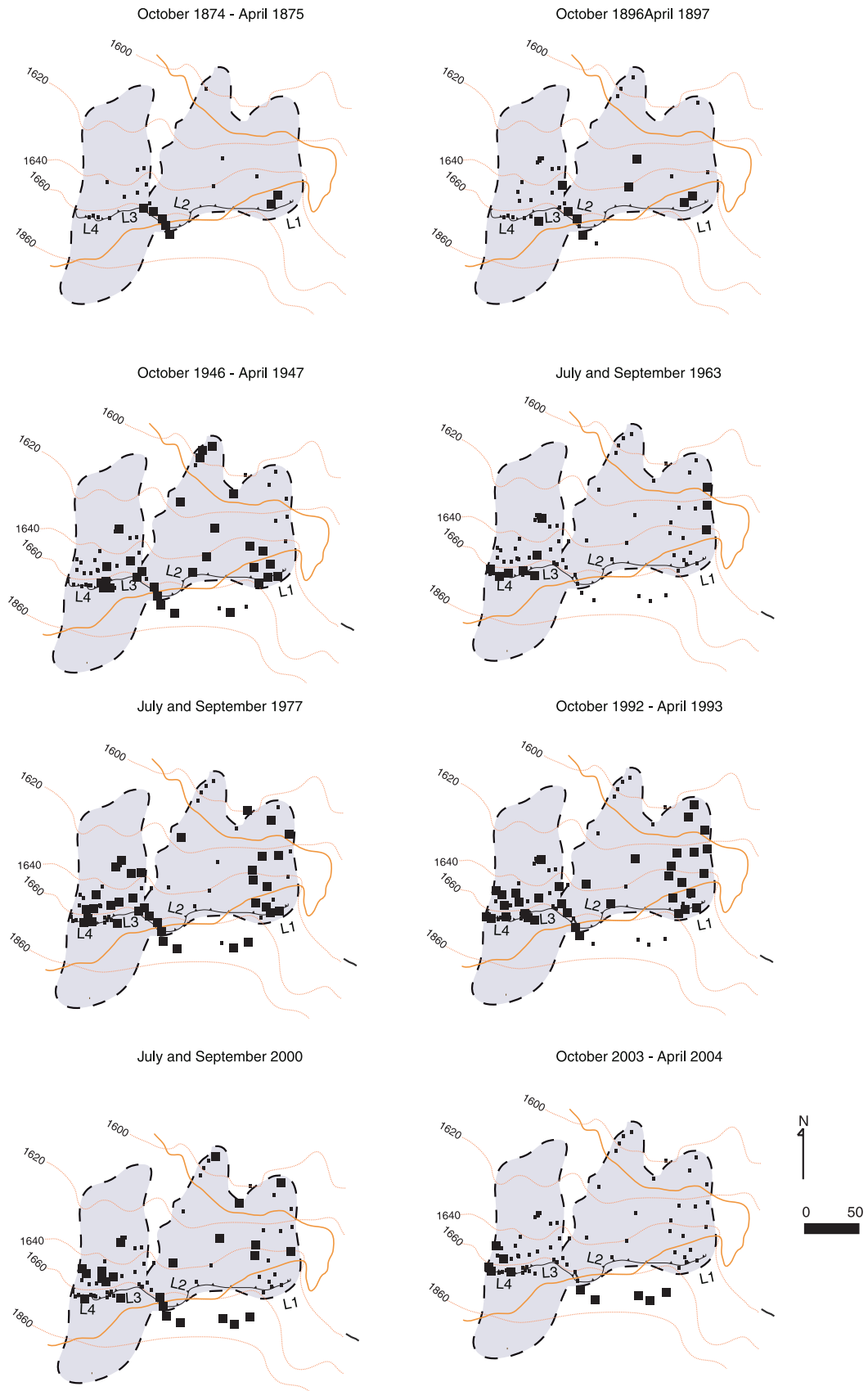


Fig. 7 Event response maps showing the Bois Noir landslide for each of the reconstructed reactivation events. *Large dots* indicate trees disturbed by the mass movement; *small dots* represent trees which are alive but not affected by the reactivation

Table 2 Parameters for logistic regression models of triggering: for each month, the *p* value, its significance, the intercepts (*A*) and slopes (*B*) are given

Month	<i>p</i> value	Significance	<i>A</i>	<i>B</i>
Jul	0.009	<0.01	-4.62	0.021
Aug	0.035	<0.05	-4.11	0.015
Sep	0.35			
Oct	0.07	<0.1	-4.55	0.008
Nov	0.22			
Dec	0.75			
Jan	0.51			
Fev	0.59			
Mar	0.32			
Apr	0.38			
May	0.73			
Jun	0.56			
Jul+Aug	0.004	<0.01	-5.62	0.016

Blank cells are not statistically significant

p*<0.05, *p*<0.01, ****p*<0.1

triggering probability. The probability of a landslide is 8% for 200 mm July + August rainfall and 15% for 240 mm rainfall (i.e., ninth decile threshold for July + August precipitations; see Fig. 8).

Discussion

Spatiotemporal accuracy of the reconstruction

Dendrogeomorphic analysis of 300 increment cores and four cross-sections taken from 79 *P. uncinata* allowed reconstruction of eight reactivations phases of the Bois Noir landslide between 1874 and 2009. The reconstruction added seven previously unknown events to the local landslide chronology and confirmed the mass movement of 1993 depicted in the literature (Fig. 9). According to the archival records, six of the reactivation years dated for the Bois Noir landslide are characterized by intense

landsliding at other sites within the Barcelonnette Basin. Six references on landslides at other nearby sites have been inventoried for 1963, five for 2003–2004, four for 1977 and 1992–1993, three for 1947, and one for 1875 and 2000 (Amiot and Nexon 1995; Flageollet et al. 1999), but this database is incomplete (Remaître et al. 2010). Only the date of 1897 could not be found at other sites of the basin and therefore remains unconfirmed.

The diachronic analysis of aerial photographs between 1948 and 2007 provides additional evidence for the spatiotemporal accuracy of the dendrogeomorphic reconstruction presented in this paper. The existence of the scarp area in 1948 (Fig. 10a) first of all confirms that landslide reactivation predates the first and only historically dated event at Bois Noir of 1993. The reactivation in 1977, deciphered from tree ring records, is supported by the lengthening of the bare area observed on aerial photographs, in

Fig. 8 July + August precipitation values and predicted probabilities of triggering for the Bois Noir landslide. Monthly values for the period 1874–2003 are extracted from the HISTALP database

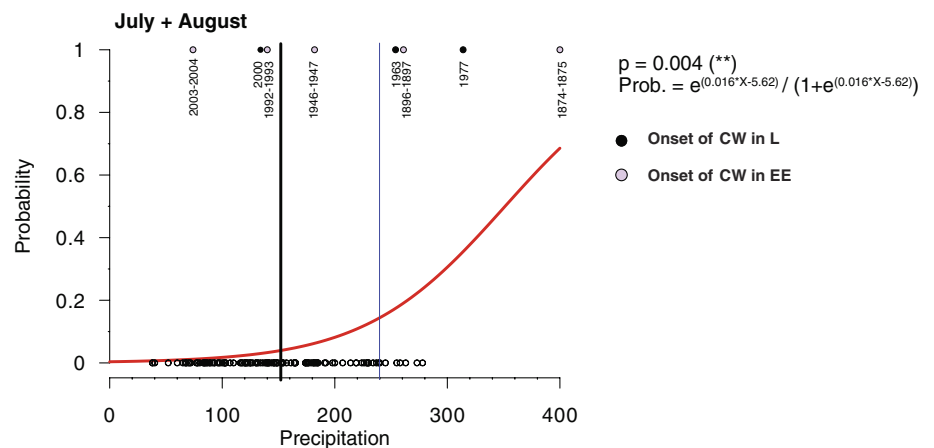
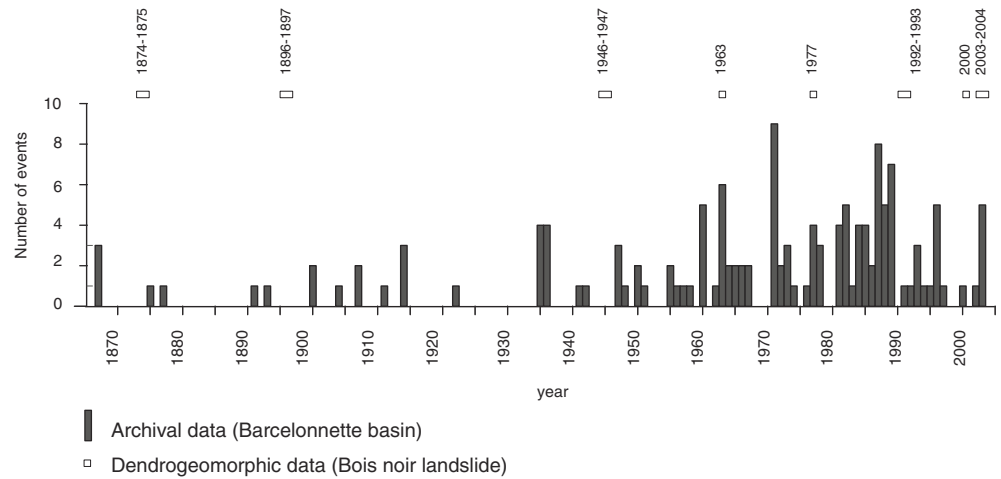


Fig. 9 Number of landslide events (histogram) available from archival data (1869–2006; Flageollet et al. 1999) and reactivations of the Bois Noir landslide obtained with tree ring analysis (*points*)



the four subunits, between 1974 and 1982 (Fig. 10c, d). In addition, significant changes observed at L1 and L4 between 1982 and 2003 (Fig. 10d–f) corroborate the event response maps for the 1993 and 2000 events. In addition, between 1948 and 1974 (Fig. 10a–c) and 2003 and 2007 (Fig. 10f, g), the aerial photographs do not reveal significant changes neither in the landslide body nor in the scarp area, thus supporting the assumption of locally more limited events in 1963 and 2003–2004.

Nonetheless, the reconstructed time series only represent a minimum frequency of reactivation events for the Bois Noir landslide, but most likely contains a majority of large events for the period considered. In addition, several limitations became apparent as to the potential of tree ring analysis in detecting landslide events. First of all, only reactivations powerful enough to damage (such as topping, tilting, or root damaging), but not killing trees, will remain datable with

dendrogeomorphic techniques. Evidences of more destructive events are, in contrast, likely to be lost as dead trees will disappear some time after an event. Second, our reconstruction was limited by the age of the trees established on the landslide body, an element which is partly linked to the frequency of destructive events. Third, it is also obvious that a tree recovering from an initial landslide event and forming very narrow annual rings or CW will be unlikely to develop a signal clearly distinguishable from the first one after a subsequent landslide event (Carrara and O’Neill 2003).

Rainfall conditions for landslide reactivation

Statistical analyses reveal that four out of eight landslide events (1875, 1897, 1963, and 1977) were triggered when July and summer (July–August) precipitations exceeded 153 and 200 mm, respectively. The results suggest that intense summer

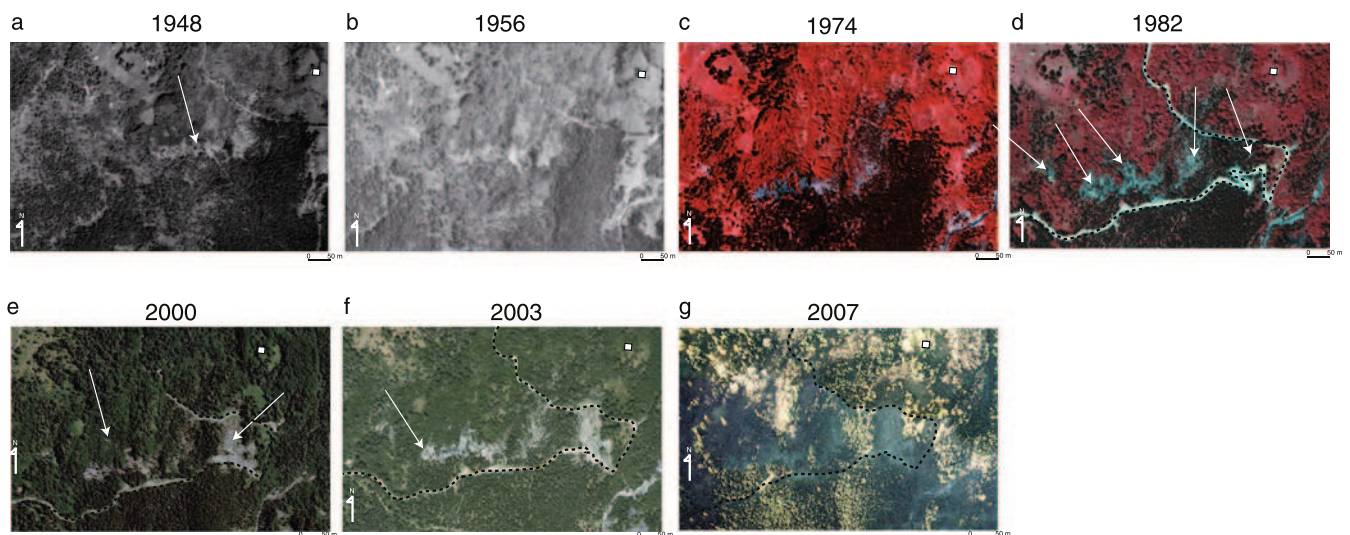


Fig. 10 Diachronic evolution of the Bois Noir landslide between 1948 and 2007. Aerial photographs of the landslide in 1948 (a) (National Geographic Institute, aerial mission, 1948_F, 3537-3540_P_30000), 1956 (b) (1956_F, 3139-3639_P_25000), 1974 (c) (1974_FR_2438_P_17000), 1982 (d) (1982_IFN04_P_17000), 2000 (e) (2000_FD04_C_250000), 2003 (f) (2003_FD06_C_25000), 2007 (g) (high-resolution aerial photograph). The *white arrows* indicate landslide movements

rainfalls would play an important role in reactivating landslides at Bois Noir as in the Barcelonnette area: (1) considering the period 1975–2004, the maximum daily rainfall during summer months represents 60% of the monthly totals (Remaître 2006); (2) summer rainstorms can be locally intense, yielding intensities of sometimes more than 50 mm h⁻¹ (Flageollet et al. 1999; Remaître et al. 2010). In detail, the onset of CW in LW 1963 and LW 1977 coincide with intense summer precipitations (254 and 314 mm, respectively), therefore suggesting a synchronism between rainfall occurrences and landslide triggering. Conversely, a delay of a few months is observed between intense precipitations in summers 1874 and 1896 (400 and 261 mm, respectively) and the onset of CW in EE 1875 and EE 1897. Two possible explanations exist for this delay: (1) The gradual rise in pore water pressures related to prolonged rainfall events may be the reason for a delayed response to critical triggering conditions (Van Asch and Van Steijn 1991; Matsuura et al. 2008; Razak et al. 2009). (2) On the other hand, it is feasible that the formation of CW was delayed in the present two cases, as shown for other sites by Carrara and O'Neill (2003). However, as the onset of CW formation reveals a synchronous intra-annual response of a majority of tilted trees in 1875 and 1897, we tend to reject this hypothesis.

The rainfall threshold determined in our study therefore seems to confirm findings by Flageollet et al. (1999), stating that 104 out of 134 landslides in the neighboring Vars basin would have occurred in seasons with at least 1 month with >100 mm of rainfall. Nevertheless, these thresholds remain indicative as (1) they were determined with a comparably small number of seasonally dated reactivation events (not statistically significant); (2) the very localized impact of thunderstorms and the scarcity of measuring apparatus in the basin do not enable determination of water amounts effectively falling on site triggering (Flageollet et al. 1999) with any precision; and (3) no unique set of measurements exists to characterize rainfall conditions that are likely to trigger slope failures. Guzzetti et al. (2007), for instance, listed 25 rainfall and climate variables used in the literature for the definition of empirical thresholds for the initiation of landslides. Similarly, in the case of the Bois Noir event recorded in 1993, Flageollet et al. (1999) did not attribute the triggering of the event to the above average precipitations in April but to a combination of distant multi-annual factors with seasonal or monthly parameters. In that case, April rainfalls followed five autumn–winter months which were particularly low on rainfall, but after a year (1992) of excess rainfall following a 10-year period with insufficient rainfall. Other factors such as human action or seismic shocking can directly trigger a landslide. At Bois Noir, a forest road constructed in 1981 may have increased liability to landsliding. This hypothesis is supported by a study focusing on the relationship between land use, human activity, and landslides in Vars (Martin, 1996), where 93% of the events counted between 1820 and 1995 have been linked with some human factor, particularly road laying and widening. Similarly, earthquake triggering of landslides is very common, but not quantitatively understood (Tatard et al. 2011). The Ubaye valley is one of the most active seismic zones in the French Alps (Jenatton et al. 2007) and home of the largest earthquake in the French Alps of the last

century (5 April 1959, magnitude, 5.5; Jenatton et al. 2007). In 2003–2004, a prolific and protracted earthquake swarm occurred in the wider study region and reached maximum magnitudes of 2.3 in October 2003. It is therefore possible that the landslide reactivation dated to dormancy 2003–2004 could (also) be the result of shaking.

Conclusion

Dendrogeomorphology has been proven to be a powerful tool in adding substantially to the historic record and spatial assessment of past reactivation of landslide events at Bois Noir. Many reactivations, which remained unnoticed, could be identified and mapped and thus help extend the history of landslides back to the late nineteenth century. Comparison of tree ring data with historical records and aerial photographs clearly demonstrates the spatiotemporal accuracy of the reconstruction. Furthermore, the intra-annual dating of past mass movements through the analysis of the intra-annual position of CW allowed inferring triggers of reactivation. Nevertheless, further investigations are needed, particularly at the regional scale, to take account of the complexity of relations between landslides and climatic conditions.

Acknowledgments

This research has been supported by the DENDROGLISS program, funded by the MAIF foundation and the Cemagref by the PARAMOUNT program, 'ImProved Accessibility, Reliability and security of Alpine transport infrastructure related to MOUNTainous hazards in a changing climate', funded by the Alpine Space Programme, European Territorial Cooperation, 2007–2013. It has also been supported by the EU-FP7 project ACQWA (project no. GOCE-20290). The authors would like to acknowledge J. Corominas and two journal reviewers whose insightful comments helped them improve an earlier version of the paper.

References

- Aldrich J, Nelson F (1984) Linear Probability, Logit and Profit Models. Sage Publications, Beverly Hills, CA
- Alestalo J (1971) Dendrochronological interpretation of geomorphic processes. *Fennia* 105:1–139
- Amiot A, Nexon C (1995) Inventaire des aléas dans le Bassin de Barcelonnette depuis 1850. Mémoire de Maîtrise de Géographie Physique, Université Louis Pasteur, 173 pp
- Antoine P, Giraud D, Meunier M, Van Ash T (1995) Geological and geotechnical properties of the "Terres Noires" in southeastern France: weathering, erosion, solid transport and instability. *Eng Geol* 40:223–234
- Astrade L, Bravard JP, Landon N (1998) Mouvements de masse et dynamique d'un géosystème alpestre: étude dendrogeomorphologique de deux sites de la vallée de Boulc (Diois, France). *Géographie Physique et Quaternaire* 52:153–165
- Bégin C, Filion L (1988) Age of landslides along the Grande Rivière de la Baleine estuary, eastern coast of Hudson Bay, Quebec (Canada). *Boreas* 17:289–299
- Bollschweiler M, Stoffel M, Schneuwly DM, Bourqui K (2008) Traumatic resin ducts in *Larix decidua* trees impacted by debris flows. *Tree Physiol* 28:255–263
- Bollschweiler M, Stoffel M, Vázquez-Selem L, Palacios D (2010) Tree-ring reconstruction of past lahar activity at Popocatepetl, Mexico. *Holocene* 20:265–274
- Braam RR, Weiss EEJ, Burrough PA (1987) Spatial and temporal analysis of mass movement using dendrochronology. *Catena* 6:573–584
- Braker O (2002) Measuring and data processing in tree-ring research—a methodological introduction. *Dendrochronologia* 20:203–216
- Breiman L, Friedman JH, Olshen R A, Stone C J (1984) Classification and Regression Trees. Wadsworth

- BRGM (1974) Carte et notice géologique de Barcelonnette au 1:50 000ème, XXXV-39. Bureau des Recherches Géologiques et Minières, Orléans
- Brunsdon D, Jones DKC (1976) The evolution of landslides slopes in Dorset. *Philos Trans R Soc Lond Sér A* 283:605–631
- Buma J (2000) Finding the most suitable slope stability model for the assessment of the impact of climate change on a landslide in southeast France. *Earth Surf Processes Landf* 25:565–582
- Butler D, Malanson G (1985) A reconstruction of snow-avalanche characteristics in Montana, U.S.A., using vegetative indicators. *J Glaciol* 31:185–187
- Butler D, Sawyer CF (2008) Dendrogeomorphology and high-magnitude snow avalanches: a review and case study. *Nat Hazards Earth Syst Sci* 8:303–309
- Carrara PE, O'Neill JM (2003) Tree-ring dated landslide movements and their relationship to seismic events in southwestern Montana. *Quat Res* 59:25–35
- Claessens L, Verburg PH, Schoorl JM, Veldkamp A (2006) Contribution of topographically based landslide hazard modelling to the analysis of the spatial distribution and ecology of kauri (*Agathis australis*). *Landsc Ecol* 21:63–76
- Cook E (1985) A time series analysis approach to tree-ring standardization. PhD thesis, University of Arizona, Tucson
- Cook E, Kairiukstis L (1990) *Methods of dendrochronology: applications in the environmental sciences*. Kluwer, Norwell
- Corominas J, Moya J (1999) Reconstructing recent landslide activity in relation to rainfall in the Llobregat river basin, Eastern Pyrenees, Spain. *Geomorphology* 30:79–93
- Corona C, Rovéra G, Lopez Saez J, Stoffel M, Perfettini P (2010) Spatio-temporal reconstruction of snow avalanche activity using tree-rings: Pierres Jean Jeanne avalanche talus, Massif de l'Oisans, France. *Catena* 83:107–118
- Dubé S, Filion L, Hétu B (2004) Tree-ring reconstruction of high-magnitude snow avalanches in the northern Gaspé Peninsula, Québec. *Arct Antarct Alp Res* 36:555–564
- Efthymiadis D, Jones PD, Briffa KR, Auer I, Böhm R, Schöner W, Frei C, Schmidli J (2006) Construction of a 10-min-gridded precipitation data set for the Greater Alpine Region for 1800–2003. *J Geophys Res* 111:D011105. doi:10.1029/2005JD006120
- ESRI (2005) ArcView. <http://www.esri.com/software/arcgis/arcview>
- Fantucci R, McCord A (1996) Reconstruction of landslide dynamic with dendrochronological methods. *Dendrochronologia* 13:33–48
- Fantucci R, Sorriso-Valvo M (1999) Dendrogeomorphological analysis of a slope near lago, Calabria (Italy). *Geomorphology* 30:165–174
- Flageollet JC, Maquaire O, Martin B, Weber D (1999) Landslides and climatic conditions in the Barcelonnette and Vars basins, Southern French Alps, France. *Geomorphology* 30:65–78
- Fréchet J (1978) Sismicité du Sud-Est de la France, et une nouvelle méthode de zonage sismique. Thèse, Univ. Sci. Méd. Grenoble, 159 pp
- Fuller ML (1912) The New Madrid earthquake. *U.S. Geological Survey Bulletin* 494, 119 pp
- Guzzetti F, Peruccacci S, Rossi M, Stark CP (2007) Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe. *Meteorol Atmos Phys* 98:239–267. doi:10.1007/s00703-007-0262-7
- Hebertson EG, Jenkins MJ (2003) Historic climate factors associated with major avalanche years on the Wasatch Plateau, Utah. *Cold Regions Science and Technology* 37(3):315–332
- Holmes RL (1983) Computer-assisted quality control in tree-ring dating and measurement. *Tree-Ring Bulletin* 44:69–75
- Holmes RL (1994) *Dendrochronology program manual*. Laboratory of Tree-Ring Research. Tucson, Arizona, USA
- Hovius N, Stark CP, Allen PA (1997) Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping. *Geology* 25:231–234
- Hupp CR, Osterkamp WR, Thornton JL (1987) Dendrogeomorphic evidence and dating of recent debris flows on Mount Shasta, Northern California: U.S. Geological Survey Professional Paper 1396-B, 39 pp
- Ibsen ML, Brunsdon 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* 15:241–258
- Jakob M, Bovis MJ (1996) Morphometrical and geotechnical controls of debris flow activity, southern Coast Mountains, British Columbia, Canada. *Z Geomorphol Suppl* 104:13–26
- Jakob M (2005) Debris flow hazard analysis. In: Jakob M, Hungr O (eds) *Debris flow hazards and related phenomena*. Praxis Publishing, Chichester, pp 411–438
- Jenatton L, Guiguet R, Thouvenot F, Daix N (2007) The 16,000-event 2003–2004 earthquake swarm in Ubaye (French Alps). *J Geophys Res* 112:B11304
- Jensen JM (1983) The Upper Gros Ventre landslide of Wyoming: a dendrochronology of landslide events and possible mechanics of failure: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, vol 15, no. 5, p 387
- Maquaire O, Malet JP, Remaitre A, Locat J, Klotz S, Guillon J (2003) Instability conditions of marly hillslopes: towards landsliding or gullyng? The case of the Barcelonnette Basin, South East France. *Eng Geol* 70:109–130
- Martin Y, Rood K, Schwab JW, Church M (2002) Sediment transfer by shallow landsliding in the Queen Charlotte Islands, British Columbia. *Can J Earth Sci* 39:189–205
- Matsuura S, Asano S, Okamoto T (2008) Relationship between rain and/or meltwater, pore-water pressure and displacement of a reactivated landslide. *Engineering Geology* 101(1–2):49–59
- Mattheck C (1993) *Design in der Natur. Reihe Ökologie 1: Rombach Wissenschaft*
- Mayer B, Stoffel M, Bollschweiler M, Hübl J, Rudolf-Miklau F (2010) Frequency and spread of debris floods on fans: a dendrogeomorphic case study from a dolomite catchment in the Austrian Alps. *Geomorphology* 118:199–206
- McGee WJ (1893) A fossil earthquake. *Geol Soc Am Bull* 4:411–414
- Osterkamp WR, Hupp CR, Blodgett JC (1986) Magnitude and frequency of debris flows, and areas of hazard on Mount Shasta, California. U.S. Geological Survey Professional Paper 1396-C, 21 pp
- Panshin AJ, de Zeeuw C (1970) *Textbook of Wood Technology*, vol. 1, 3rd ed. McGraw-Hill, New York
- Petitcolas V, Rolland C (1996) Dendroecological study of three subalpine conifers in the region of Briançon (French Alps). *Dendrochronologia* 14:147–153
- R Development Core Team (2007) R: a Language and Environment for Statistical Computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. <http://www.Rproject.org>
- Razak KA, Straatsma MV, van Westen CJ, Malet JP (2009) Utilization of airborne LiDAR data for landslide mapping in forested terrain: status and challenges. In: Mulyana AK (ed) *Proceedings of the 10th South East Asian Survey Congress (SEASC)*, Bali, Indonesia, 10 pp
- Razak KA, Straatsma MW, van Westen CJ, Malet JP, de Jong SM (2011) Airborne laser scanning of forested landslides characterization: terrain model quality and visualization. *Geomorphology* 126(1–2):186–200. doi:10.1016/j.geomorph.2010.11.003
- Reardon BA, Pederson GT, Caruso CJ, Fagre DB (2008) Spatial reconstructions and comparisons of historic snow avalanche frequency and extent using tree rings in Glacier National Park, Montana, U.S.A. *Arct Antarct Alp Res* 40:148–160
- Reeder JW (1979) The dating of landslides in Anchorage, Alaska—a case for earthquake triggered movements. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, vol 11, no. 7, p 501
- Remaitre A (2006) Morphologie et dynamique des laves torrentielles: application aux torrents des Terres Noires du bassin de Barcelonnette (Alpes du Sud). Thèse de Doctorat, Université de Caen-Basse-Normandie, p 487
- Remaitre A, Malet JP, Cepeda J (2010) Landslides and debris flows triggered by rainfall: the Barcelonnette Basin case study, South French Alps. In: Malet J-P, Casagli N, Glade T (eds) *Proceeding of the International Conference 'Mountain Risks: Bringing Science to Society'*, 24–26 November 2010. CERG Editions, Strasbourg, Firenze, Italy, pp 141–146
- Rinntech (2009) <http://www.rinntech.com/content/blogcategory/2/28/lang,english/>
- Ripley BD (1996) *Pattern Recognition and Neural Networks*, Cambridge: Cambridge University Press
- Santilli M, Pelfini M (2002) Dendrogeomorphology and dating of debris flows in the Valle del Gallo, Central Alps, Italy. *Dendrochronologia* 20:269–284
- Shroder JF Jr (1978) Dendrogeomorphological analysis of mass movement on Table Cliffs Plateau, Utah. *Quaternary Research* 9:168–185
- Shroder J Jr, Marston RA, Stoffel M (2012) *Mountain and hillslope geomorphology, treatise on geomorphology*. Elsevier, Amsterdam
- Schneuwly DM, Stoffel M, Dorren LKA, Berger F (2009) Three-dimensional analysis of the anatomical growth response of European conifers to mechanical disturbance. *Tree Physiol* 29:1247–1257
- Stefanini MC (2004) Spatio-temporal analysis of a complex landslide in the Northern Apennines (Italy) by means of dendrochronology. *Geomorphology* 63:191–202
- Stoffel M, Lièvre I, Monbaron M, Perret S (2005a) Seasonal timing of rockfall activity on a forested slope at Täschgufer (Valais, Swiss Alps)—a dendrochronological approach. *Z Geomorphol* 49:89–106
- Stoffel M, Schneuwly D, Bollschweiler M, Lièvre I, Delaloye R, Myint M, Monbaron M (2005b) Analyzing rockfall activity (1600–2002) in a protection forest—a case study using dendrogeomorphology. *Geomorphology* 68:224241
- Stoffel M, Bollschweiler M (2008) Tree-ring analysis in natural hazards research—an overview. *Nat Hazards Earth Syst Sci* 8:187–202
- Stoffel M, Hitz OM (2008) Snow avalanche and rockfall impacts leave different anatomical signatures in tree rings of *Larix decidua*. *Tree Physiol* 28:1713–1720

- Stoffel M, Conus D, Grichting MA, Lièvre I, Maître G (2008) Unraveling the patterns of late Holocene debris-flow activity on a cone in the central Swiss Alps: chronology, environment and implications for the future. *Glob Planet Chang* 60:222–234
- Stoffel M, Bollschweiler (2009) Tree-ring reconstruction of past debris flows based on a small number of samples—possibilities and limitations. *Landslides* 6:225–230
- Tatard L, Grasso JR, Helmstetter A (2011) Interaction between landslides, seismicity and climate in New Zealand. *J Geophys Res* (in press)
- Therneau TM, Atkinson EJ (1997). An Introduction to Recursive Partitioning Using the rpart Routine." Technical Report 61, Section of Biostatistics, Mayo Clinic, Rochester
- 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, Université de Caen-Basse-Normandie, Caen, 445 pp
- Thiery Y, Malet JP, Sterlacchini B, Puissant A, Maquaire O (2007) Landslide susceptibility assessment by bivariate methods at large scales: application to a complex mountainous environment. *Geomorphology* 92:38–59
- Timell TE (1986) Compression wood in gymnosperms. Springer, Berlin
- Van Asch ThWJ, Van Steijn H (1991) Temporal patterns of mass movements in the French Alps. *Catena* 18:515–527
- van den Eeckhaut A, Muys B, Van Loy K, Poesen J, Beeckman H (2009) Evidence for repeated re-activation of old landslides under forest. *Earth Surf Processes Landf* 34:352–365. doi:10.1002/esp.1727
- Wieczorek GF, Eaton LS, Yanosky TM, Turner EJ (2006) Hurricane-induced landslide activity on an alluvial fan along Meadow Run, Shenandoah Valley, Virginia (eastern USA). *Landslides* 3:95–106. doi:10.1007/s10346-005-0029-5
- Williams PL, Jacoby GC, Buckley B (1992) Coincident ages of large landslides in Seattle's Lake Washington. *Geological Society of America Abstract with Programs*, vol 24, no. 5, p 90
- Wilson RC (2005) The rise and fall of a debris-flow warning system for the San Francisco Bay region, California. In: Glade T, Anderson M, Crozier MJ (eds) *Landslide hazard and risk*. Wiley, Chichester, pp 493–516

J. Lopez Saez (✉) · C. Corona · F. Berger

Cemagref UR EMGR,
2 rues de la papeterie, BP 76, 38402 Saint-Martin d' Hères Cedex, France
e-mail: jerome.lopez@cemagref.fr

M. Stoffel

Laboratory of Dendrogeomorphology (dendrolab.ch), Institute of Geological Sciences, University of Bern,
Baltzerstrasse 1 +3, CH-3012 Bern, Switzerland

M. Stoffel

Climatic Change and Climate Impacts, Institute for Environmental Sciences, University of Geneva,
7, chemin de Drize, CH-1227 Carouge-Geneva, Switzerland

L. Astrade

Laboratoire EDYTEM, Bâtiment Belledonne, Campus de Technolac, Université de Savoie–CISM,
73370 France, France

J.-P. Malet

Institut de Physique du Globe de Strasbourg, CNRS UMR 7516, Université de Strasbourg/EOST,
5 rue René Descartes, 67084 Strasbourg Cedex, France

5. Les glissements de terrains annexes

Compte tenu du caractère qualitatif de l'échantillonnage sur ces glissements, seule l'analyse temporelle a été réalisée. L'objectif est de densifier la chronique des phases de réactivation à l'échelle de la moyenne vallée de l'Ubaye.

5.a. Le glissement de terrain des Fraissinets

L'âge moyen des 27 arbres échantillonnés puis interdatés sur le glissement de terrain des Fraissinets (90 % de l'échantillonnage total, 3 arbres exclus) est de 86,6 ans avec un écart type de 17 ans. On dénombre 113 cernes pour l'arbre le plus vieux et 55 pour le plus jeune,

avec seulement, 30 % de la population totale, dépassant les 100 cernes (**figure 87**). De manière générale, la structure du peuplement est plutôt irrégulière. La matrice forestière montre une colonisation spontanée du glissement qui colonise le site depuis la fin des années 1890 (**figure 87**). L'observation des séries de croissance a permis d'identifier puis d'interdater 55 PC, dont 19 séries de cernes constituées de bois de compression et 36 réductions de croissance depuis 1913 (**figure 87, b**). Le choix d'un seuil de 10 % pour l'indice It et d'un minimum de 5 PC observées conduit à identifier 5 réactivations du glissement des Fraissinets en 1979, 1990, 1996, 2001 et 2004 (**figure 87, a, b**).

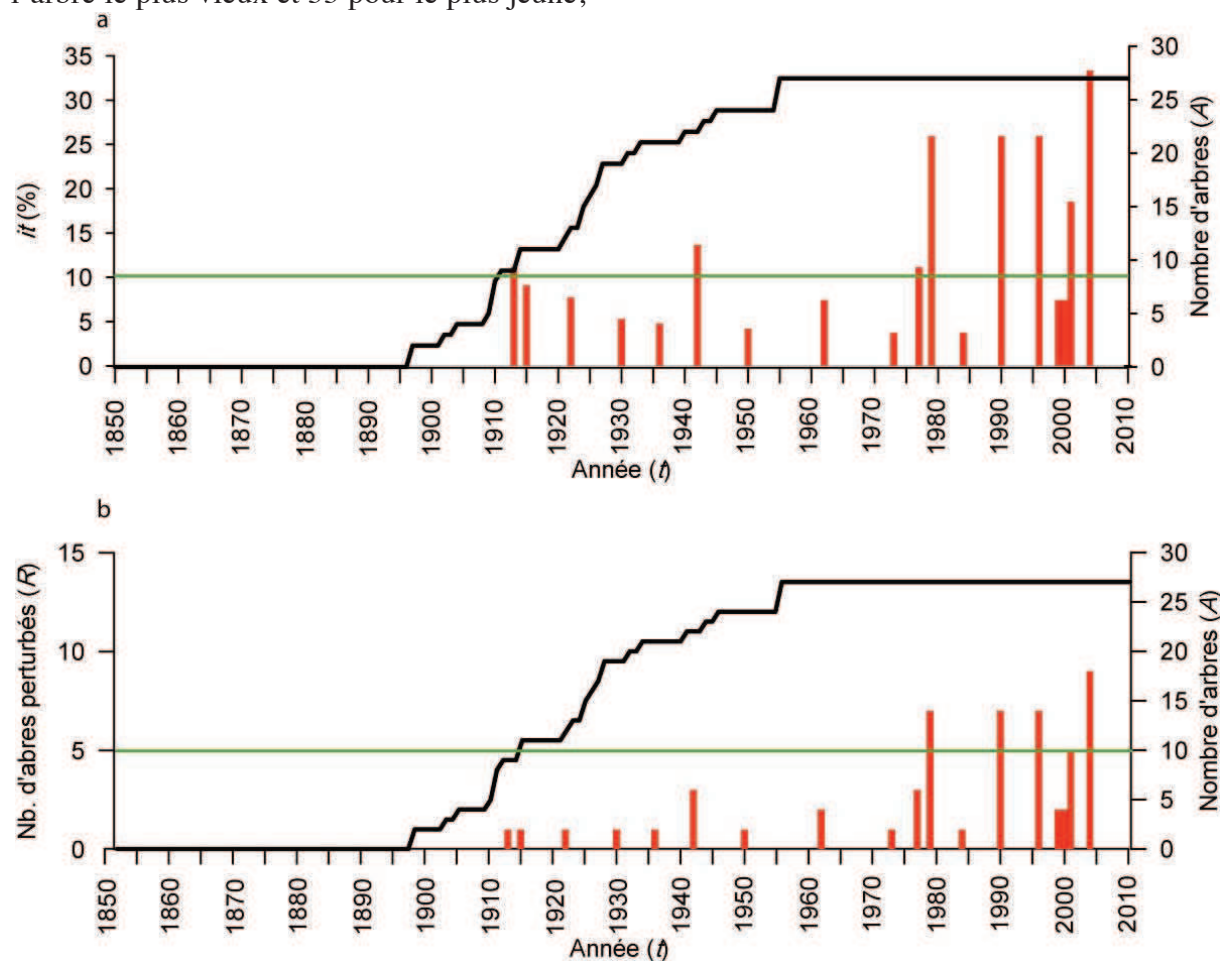


Figure 87. **Indice It (a) et nombre d'arbres perturbés (R) (b) sur la période 1850-2010.** En vert continu, le seuil minimal défini ($It > 10$ et $R > 5$) pour qu'un événement puisse être considéré.

5.b. Le glissement de terrain du Berger

L'interdatation de 23 des 30 *P. uncinata* échantillonnés sur le glissement de terrain du Berger, a permis de déterminer un âge moyen de 90,2 ans pour le peuplement. La répartition des individus en fonction de l'âge est hétérogène, avec deux légers paliers observés, au début de la décennie 1870, puis à partir de 1910 (figure 88). Cette tendance est confirmée par:

- (i) un écart-type important (23,5 ans),
- (ii) un écart important entre l'arbre le plus vieux (133 cernes) et le plus jeune (60 cernes).

L'analyse dendrochronologique des 23 *P. uncinata* a permis d'interdater 31 PC. 58 % (n=18) des PC observées sont des RC, les 42 % (n=13) restants sont constitués par le BC. La fenêtre temporelle couverte par les PC est de 127 ans (figure 88, b). Quatre années dépassent les seuils préalablement définis pour It et PC (1951, 1979, 1996 et 2001) et ont donc été considérées comme des réactivations (figure 88, a, b).

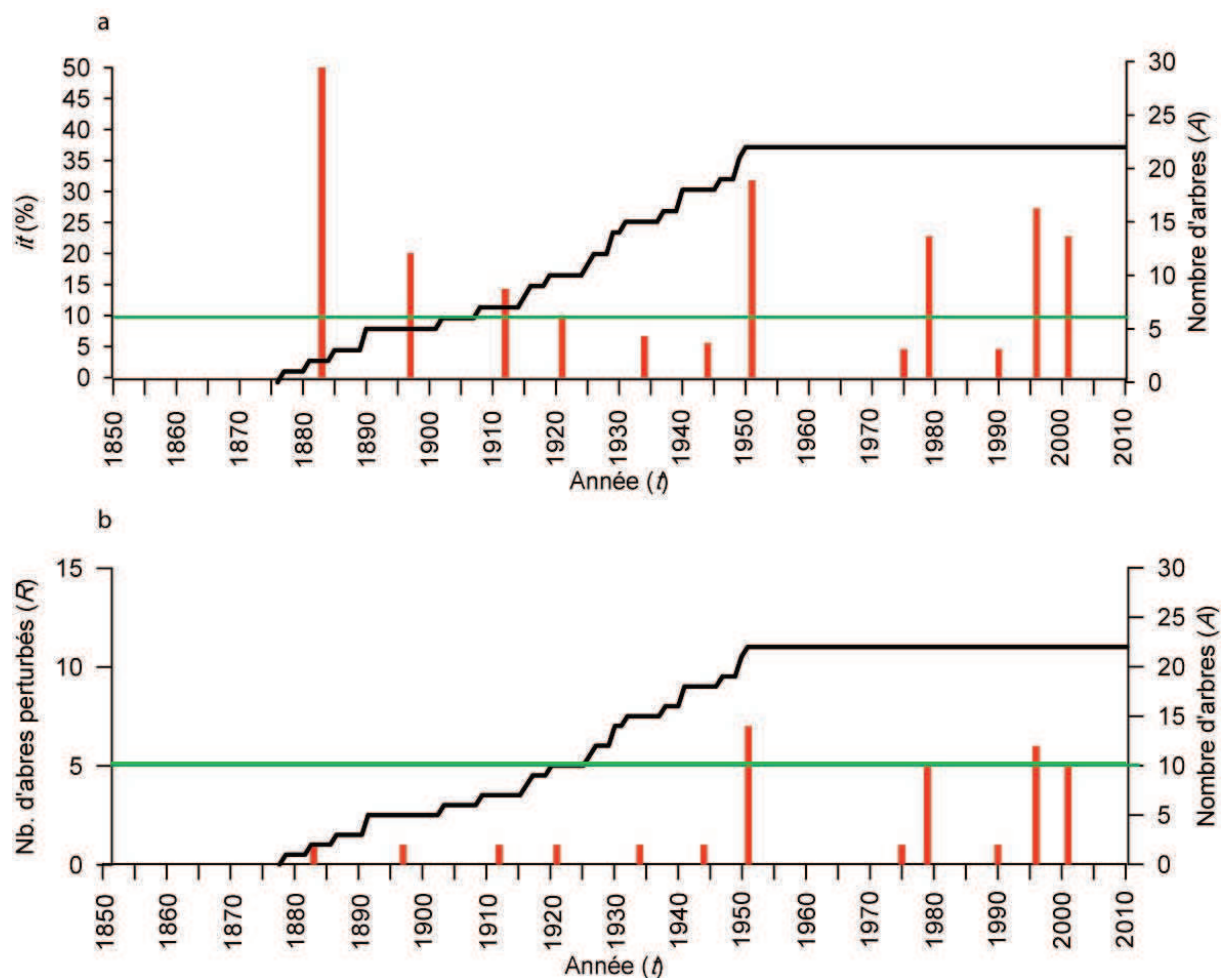


Figure 88. **Indice It (a) et nombre d'arbres perturbés (R) (b) sur la période 1850-2010.** En vert continu, le seuil minimal défini ($It > 10$ et $R > 5$) pour qu'un événement puisse être considéré.

5.c. Le glissement de terrain du Replat

Après interdatation des 16 arbres échantillonnés sur le glissement de terrain du Replat, seuls 12 ont été conservés pour l'analyse dendrogeomorphologique. Les quatre arbres exclus présentent un synchronisme insuffisant avec les référentiels dendrochronologiques. L'âge moyen du peuplement est de 90,6 ans avec un écart type faible (9 ans). La structure du peuplement est régulière (73 ans pour le plus jeune, 100 pour le plus vieux, **figure 89**). Le peuplement forestier présente peu de signes visibles de l'activité géomorphologique. Cette observation est confirmée par l'analyse dendrogeomorphologique

puisque le nombre de PC ($n=21$) est faible. Il s'agit surtout de réductions de croissance ($n=20$) et d'un TRD observé sur un des mélèzes échantillonnés. Seules les années 1979 et 2004 dépassent les seuils précédemment définis et ont été considérées comme des réactivations (**figure 89**).

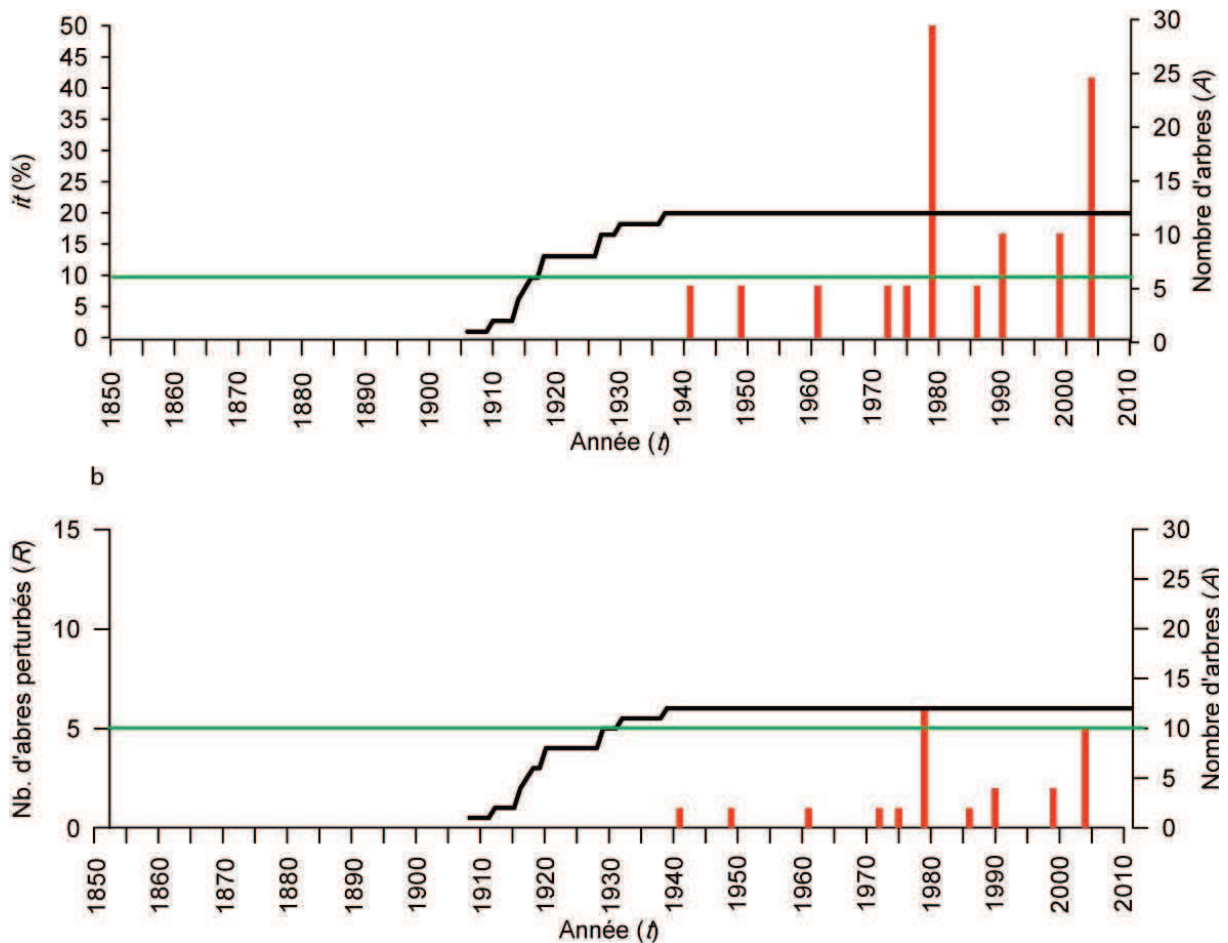


Figure 89. **Indice It (a) et nombre d'arbres perturbés (R) (b) sur la période 1850-2010.** En vert continu, le seuil minimal défini ($It > 10$ et $R > 5$) pour qu'un événement puisse être considéré.

5.d. Le glissement de terrain de Clémence

Les 30 *P. uncinata* échantillonnés ont été interdatés avec le référentiel dendrochronologique du secteur. L'âge moyen du peuplement présent sur le glissement de Clémence est de 96,2 ans avec un écart type de 15,2 ans. De manière générale, la structure du peuplement est irrégulière (similaire à celle observée sur le glissement des Fraissinets) avec une colonisation spontanée du versant depuis 1890 (figure 90).

L'analyse dendrogéomorphologique a permis d'identifier 63 PC depuis 1900 (figure 90, b). Au total, 7 années, 1916, 1934, 1963, 1986, 1998, 2001 et 2004 présentent un indice I_t supérieur à 10 % avec au moins 5 PC observées la même année (figure 90). Elles sont donc considérées comme des phases de réactivation du glissement de terrain de Clémence.

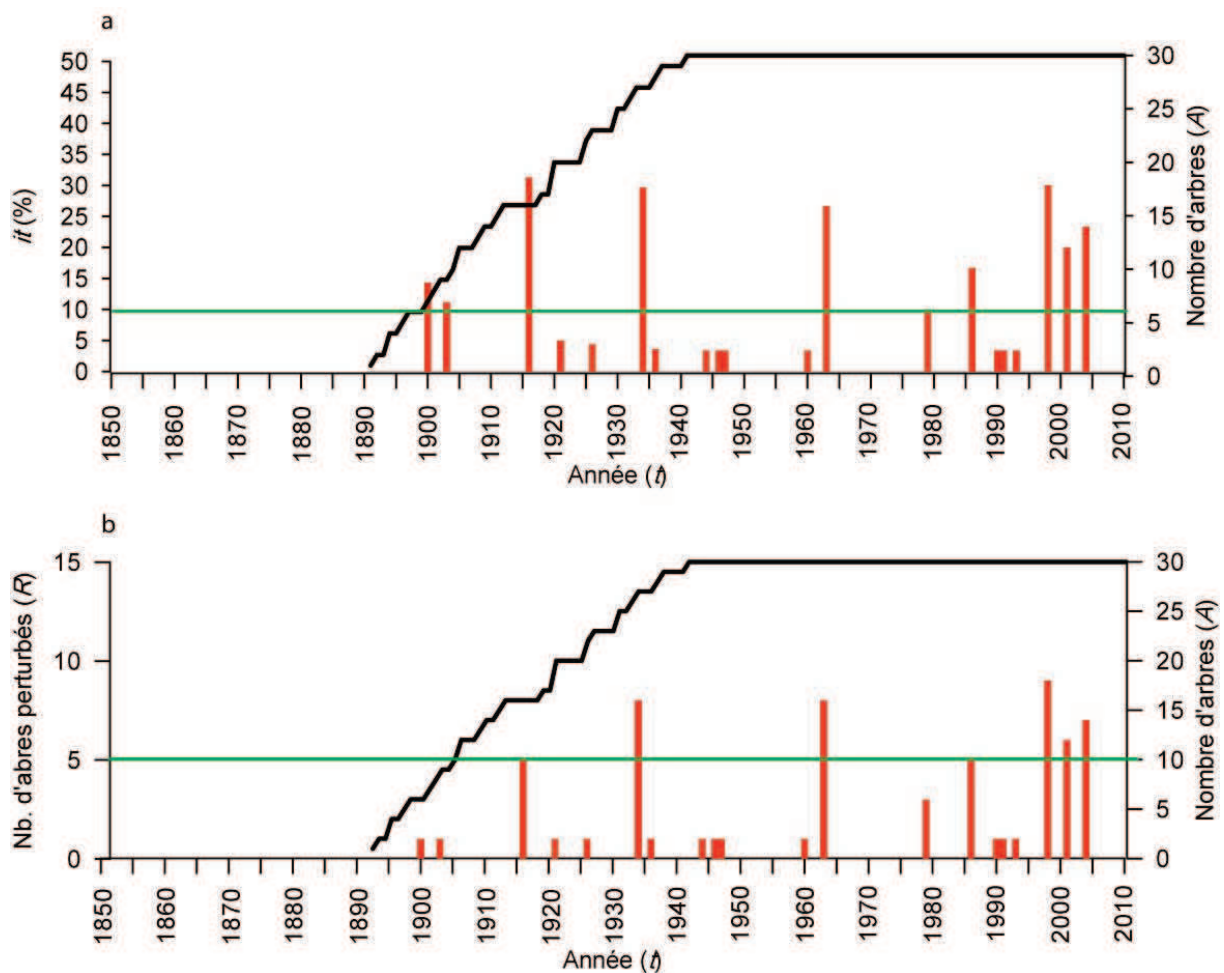


Figure 90. **Indice I_t (a) et nombre d'arbres perturbés (R) (b) sur la période 1850-2010.** En vert continu, le seuil minimal défini ($I_t > 10$ et $R > 5$) pour qu'un événement puisse être considéré.

5.e. Le glissement de terrain de La Pare

Le glissement de terrain de La Pare est situé en rive droite du Riou Bourdoux, à l'aval du glissement de terrain des Aiguettes. 30 *P. uncinata* présentant des défauts de croissance visibles ont été échantillonnés sur le glissement de La Pare. L'ensemble des échantillons ont pu être interdatés. La structure du peuplement (**figure 91**) est proche de celle observée sur le glissement des Aiguettes, avec :

(i) un âge moyen similaire, légèrement supérieur à 90 ans (90, 7 ans pour La Pare, 91,2 ans pour les Aiguettes),

(ii) une densification du peuplement en deux phases, entre 1890 et 1900 puis entre 1920 et 1940.

Au total, 69 PC ont été interdatées sur les échantillons prélevés (75 % de RC, 25 % de BC). Sept années, 1915, 1960, 1982, 1986, 1990, 2003 et 2007, dépassent les seuils précédemment établis pour It et PC. Toutes ont été considérées comme des années de réactivation du glissement de la Pare (**figure 91**).

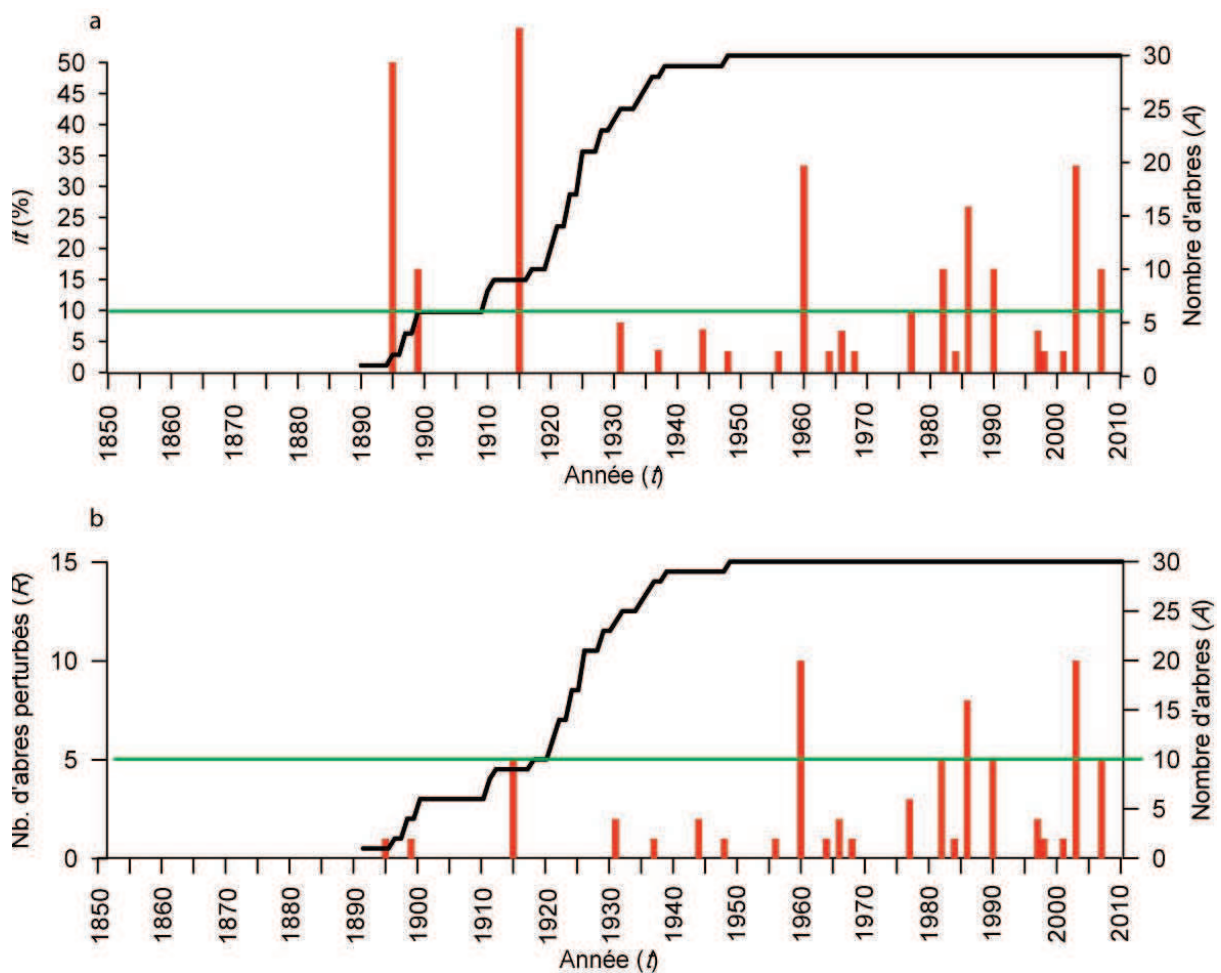


Figure 91. Indice I_t (a) et nombre d'arbres perturbés (R) (b) sur la période 1850-2010.

En vert continu, le seuil minimal défini ($I_t > 10$ et $R > 5$) pour qu'un événement puisse être considéré.

5.f. Le glissement de terrain de Champerous

Sur le glissement de terrain de Champerous, 16 *L. decidua* perturbés ont fait l'objet d'un échantillonnage. 15 ont pu être interdatés en utilisant la chronologie de référence établie pour cette espèce. Après interdatation, l'âge moyen des mélèzes est de 108 ans. La structure du peuplement montre une forte régularité: l'écart-type inférieur à 7 ans (6,8 ans) et tous les échantillons prélevés ont plus de 100 cernes (**figure 92**). Seules 27 PC et trois années de réactivation 1914, 1980 et 1998 (**figure 92**), ont pu être identifiées.

5.g. Le glissement de terrain des Bouzoulières

28 *P. uncinata* perturbés ont fait l'objet d'une analyse dendrogéomorphologique sur le glissement des Bouzoulières. Tous ont été interdatés. L'âge moyen du peuplement, après interdatation, est de 63,5 ans. L'écart type (22,1 ans) est le plus élevé des peuplements étudiés. On dénombre 119 cernes pour l'arbre le plus vieux et 34 pour le plus jeune (**figure 93**).

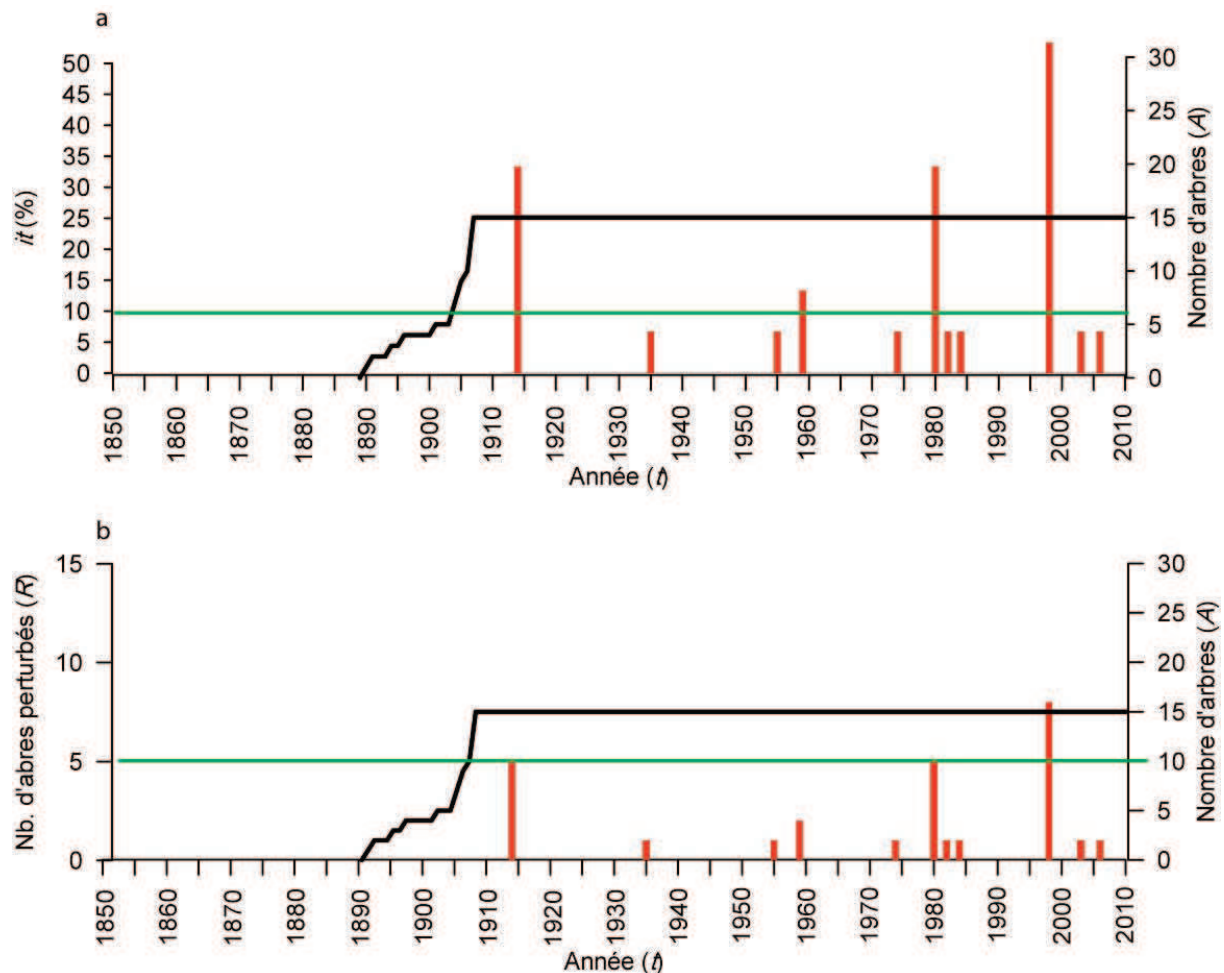


Figure 92. **Indice It (a) et nombre d'arbres perturbés (R) (b) sur la période 1850-2010.**
En vert continu, le seuil minimal défini ($It > 10$ et $R > 5$) pour qu'un événement puisse être considéré.

Deux phases d'expansion du peuplement peuvent être identifiées:

- (i) une première à partir de la fin du 19^{ème} siècle,
- (ii) une seconde qui débute en 1945.

La répartition des 38 PC interdatées (**figure 93**) met en évidence une activité récente du glissement de terrain des Bouzoulières puisque quatre phases de réactivation ont été reconstruites au cours des 25 dernières années en 1986, 1990, 2002 et 2004.

5.h. Le glissement de terrain des Patignons

17 des 20 *P. uncinata* échantillonnés sur le glissement de terrain des Patignons ont pu être interdatés avec la chronologie de référence. L'âge moyen du peuplement est de 71,4 ans, l'écart type de 15 ans. La répartition relativement homogène des arbres dans les différentes classes d'âges suggère une colonisation progressive du glissement depuis 1910 (structure du peuplement irrégulière). Tous les échantillons prélevés ont moins de 100 ans. On dénombre 96 cernes pour l'arbre le plus vieux et 59 pour le plus jeune (**figure 94**).

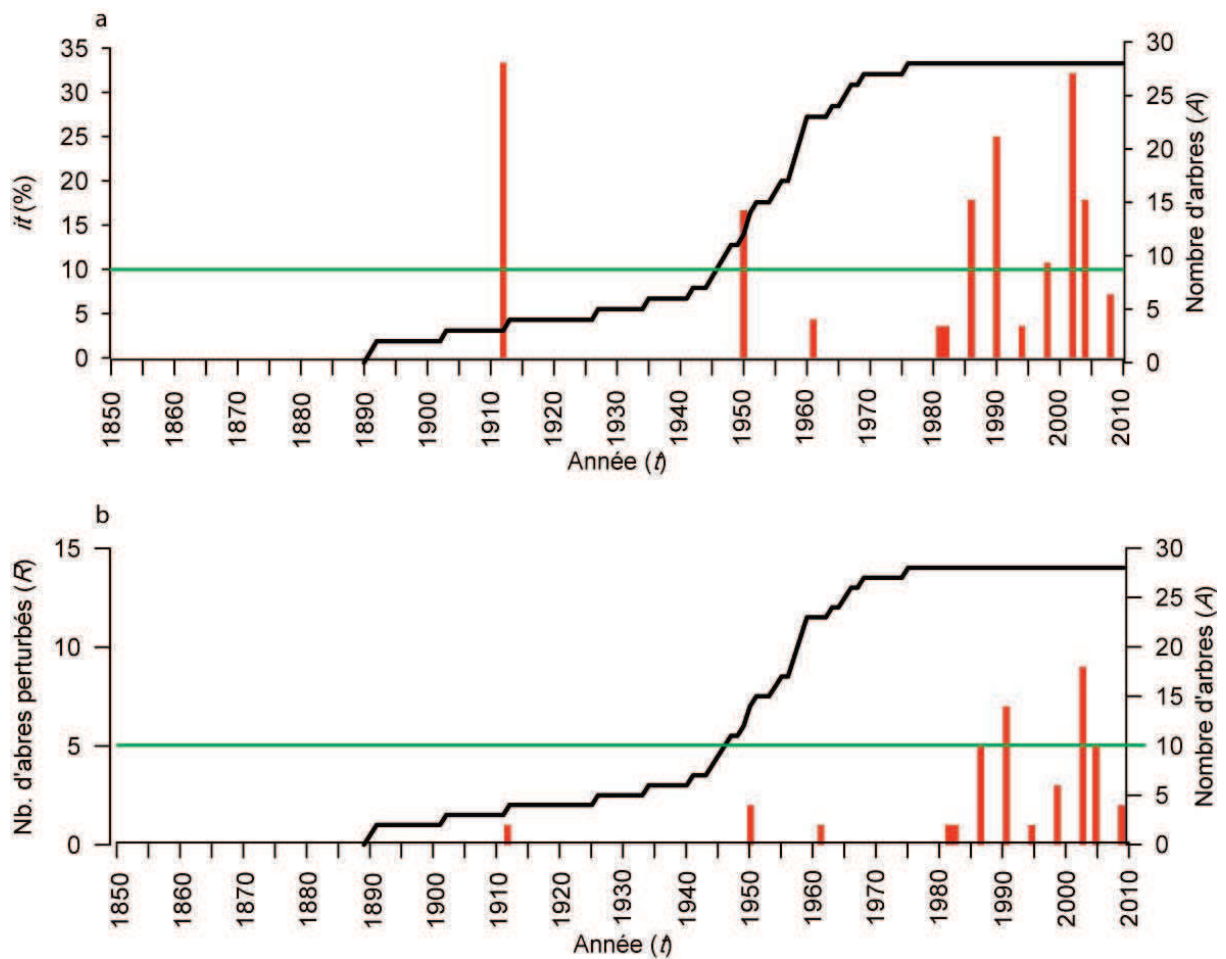


Figure 93. **Indice It (a) et nombre d'arbres perturbés (R) (b) sur la période 1850-2010.** En vert continu, le seuil minimal défini ($It > 10$ et $R > 5$) pour qu'un événement puisse être considéré.

24 PC ont été observées sur l'ensemble des échantillons analysés. Seules deux années de réactivation (2001 et 2004) ont pu être identifiées en utilisant les seuils fixés pour It et PC (**figure 94, a, b**).

5.i. Le glissement de terrain de l'Aupillon

25 arbres présentant des perturbations morphologiques visibles ont été échantillonnés sur le glissement de terrain de l'Aupillon.

88 % des échantillons ont pu être interdatés. Le peuplement du glissement de l'Aupillon présente l'âge moyen le plus élevé (126,3 ans). Il présente également un écart type maximal (29,2 ans). Les arbres les plus anciens ont colonisé le versant en 1850 (**figure 95**).

Deux phases d'expansion du peuplement sont ensuite observées en 1876 puis en 1920.

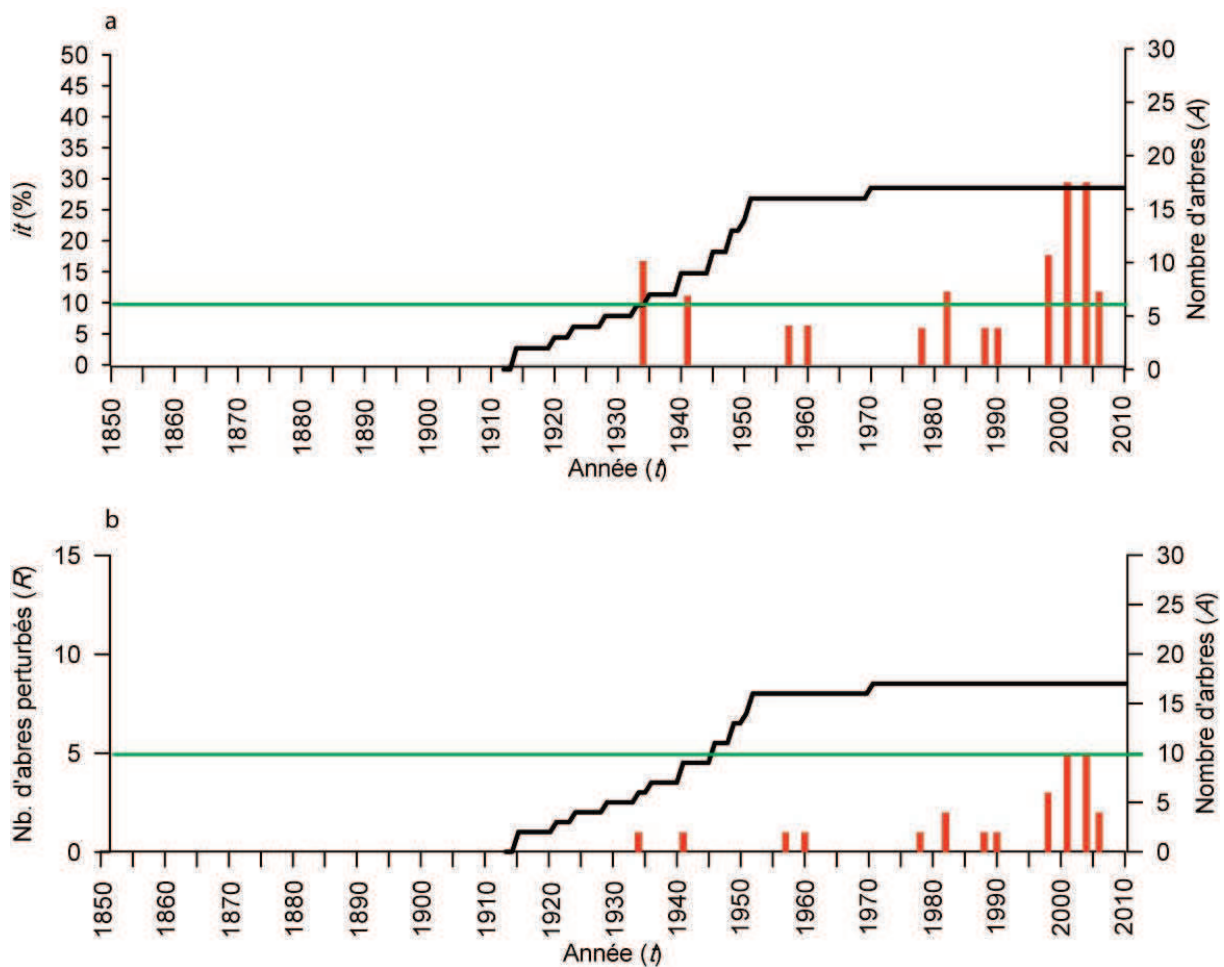


Figure 94. **Indice It (a) et nombre d'arbres perturbés (R) (b) sur la période 1850-2010.** En vert continu, le seuil minimal défini ($It > 10$ et $R > 5$) pour qu'un événement puisse être considéré.

Au total, 57 PC ont été interdatées depuis 1866. En utilisant les seuils préalablement fixés, 7 années de réactivation ont pu être identifiées en 1866, 1878, 1980, 1982, 1999, 2002 et 2007 (**figure 95, a, b**).

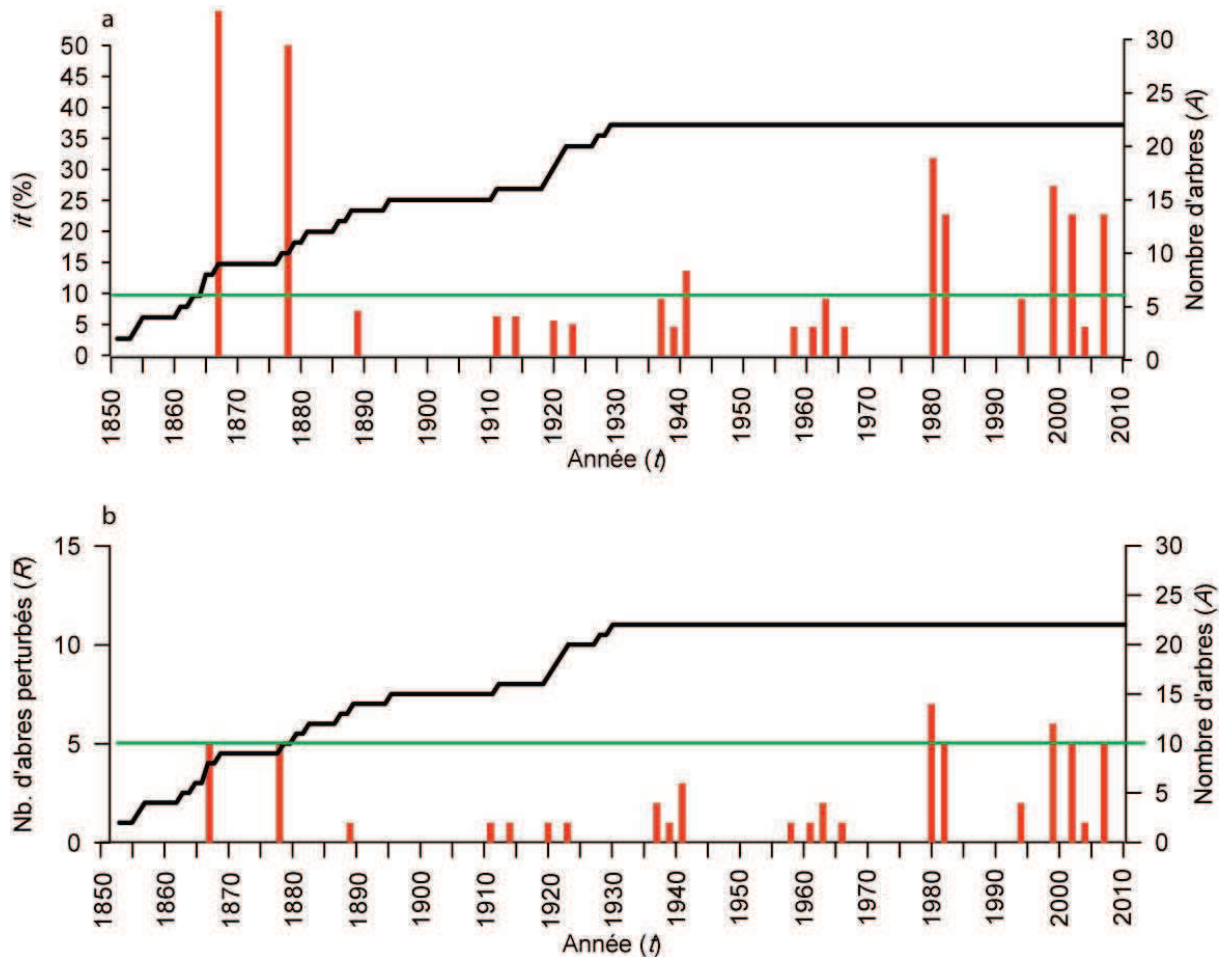


Figure 95. **Indice It (a) et nombre d'arbres perturbés (R) (b) sur la période 1850-2010.**
 En vert continu, le seuil minimal défini ($It > 10$ et $R > 5$) pour qu'un événement puisse être considéré.

Chapitre 5: Synthèse des résultats

Chapitre 5: Synthèse des résultats

La reconstruction dendrogéomorphologique obtenue à l'échelle de la moyenne vallée de l'Ubaye compile les données obtenues sur les 13 glissements superficiels étudiés.

Elle est basée sur l'observation des séries de croissance de 978 arbres perturbés, dont 885 (90 %) ont pu être interdatés en utilisant les différents référentiels dendrochronologiques.

1. La structure du peuplement forestier

A l'échelle de la moyenne vallée de l'Ubaye, l'âge moyen des peuplements échantillonnés sur les 13 glissements de terrain est de 88,5 ans avec un écart type de 17,8 ans (**tableau 18**).

Lorsque l'on compare l'âge médian des échantillons réalisés sur les 13 glissements, on observe que:

(i) l'âge médian des peuplements forestiers dans le bassin versant du Riou Bourdoux, est de 91,4 ans avec un écart-type de 16,5 ans (**tableau 18, figure 96**). La variabilité inter-glissements est faible.

	Fraissinets	Berger	Replat	Clemence	La Pare	Champerous	Bouzoulieres	Patignons	Aupillon	Pra Bellon	Aiguettes	Dauids-bas	Bois Noir	Total
Nbéchan	30	30	16	30	30	16	28	20	25	403	223	48	79	978
Nbinter	27	23	12	30	30	15	28	17	22	350	212	48	71	885
Age	86,6	90,2	90,6	96,2	90,7	108	63,5	71,4	126,3	91	91,2	46	100	88,5
STD	17	23,5	9	15,2	14	6,8	22,1	15	29,2	28	16	13,3	23	17,8
BC	19	13	0	15	17	6	9	7	7	222	142	80	101	638
RC	36	18	20	48	52	19	29	17	46	448	213	15	68	1029
TRD	0	0	1	0	0	2	0	0	4	34	0	0	0	41
PC	55	31	21	63	69	27	38	24	57	704	355	95	169	1708
Nbphases	5	4	2	7	7	3	4	2	7	22	14	6	8	91

Tableau 18. Synthèse dendrogéomorphologique à l'échelle de la moyenne vallée de l'Ubaye.

Nbéchant: nombre d'arbres échantillonnés; Nbinter: nombre d'arbres interdatés; STD: écart type; BC: bois de compression; RC: réduction de croissance; TRD: canal résinifère traumatique; PC: perturbation de croissance.

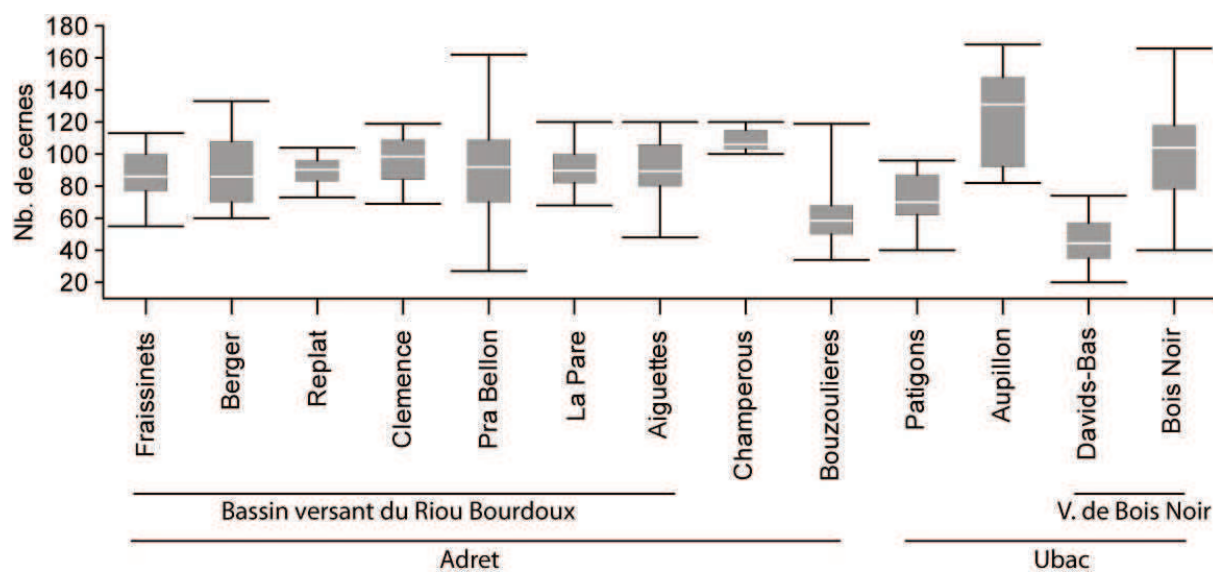


Figure 96. Variabilité de l'âge du peuplement sur les 13 glissements de terrains étudiés.

La variabilité intra-glissement est également faible, à l'exception des glissements de terrain du Pra Bellon et du Berger. Les arbres les plus anciens mettent en évidence une colonisation arborée des glissements depuis les années 1880. Cette structure des peuplements peut être interprétée comme une conséquence directe de la loi de 1882 sur la restauration et la conservation des terrains en montagne, pour lutter contre l'érosion. Au total, à la fin du 19^{ème} siècle, 177 périmètres RTM (Stien, 2001), dont le bassin versant du Riou Bourdoux, ont fait l'objet d'une campagne intense de boisement, de gazonnement et de corrections des lits torrentiels. Les travaux réalisés dans le bassin versant du Riou Bourdoux avec notamment la mise en places de barrages en fond de talweg, ou encore la réalisation de fascinages, de clayonnages et de drainages sur les versants (voir l'iconographie en annexe) ont été

coordonnés par Prosper Demontzey (ingénieur des Eaux et Forêts). Durant cette période, la plantation de *P. uncinata* en cordons fut largement utilisée à l'échelle du bassin versant pour reboiser les sols dégradés. Dans le BV torrentiel du Riou Bourdoux, d'après Sardi (1891), inspecteur-adjoint des forêts, en l'espace de 10 ans, la superficie boisée est passée de 5 % avant 1880 (dont un îlot forestier ancien situé sur le glissement de terrain du Pra Bellon), à plus de 50 % en 1890 (figure 97). Ainsi, la quasi-exclusivité de l'échantillonnage réalisée dans le bassin-versant du Riou Bourdoux provient probablement en grande partie d'un peuplement forestier issu de la campagne de boisement effectuée par le RTM à la fin du 19^{ème} siècle. (ii) Sur le versant ubac de la moyenne vallée de l'Ubaye, les peuplements échantillonnés ont un âge moyen de 87,6 ans.

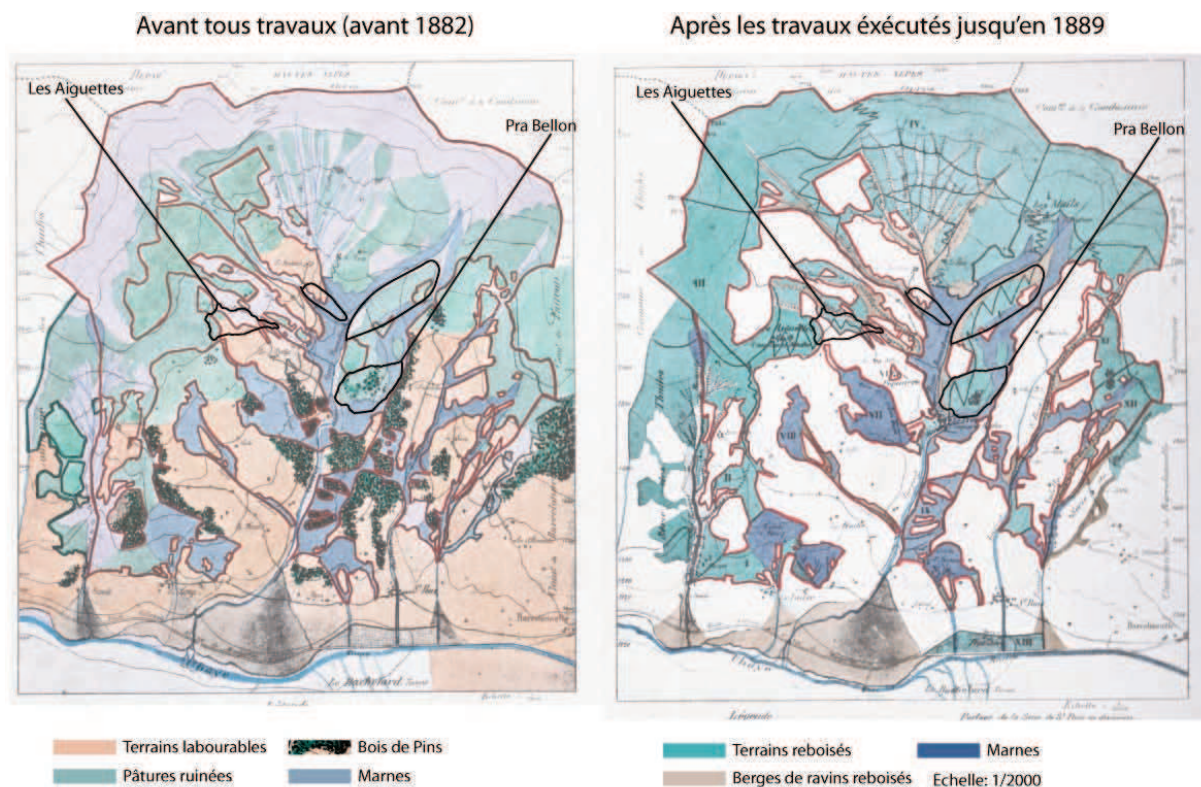


Figure 97. Evolution paysagère du BV torrentiel du Riou Bourdoux entre 1882 et 1889. Dessin : M. Sardi, 1891.

L'écart-type (27 ans) traduit, en revanche une variabilité supérieure à celle observée en adret (**tableau 18**). Cette hétérogénéité peut s'expliquer par:

(a) l'absence de reboisement en ubac. En effet, les campagnes de boisement du RTM se sont focalisées dans les bassins versants torrentiels situés principalement en adret. Le statut de la forêt en ubac (on trouve principalement des petits exploitants forestiers et des forêts communales) s'oppose à celui en adret où l'essentiel des terrains dégradés ont été déclarés en surface d'utilité publique dès 1882 (Stien, 2001),

(b) par la colonisation naturelle et spontanée des surfaces laissées à l'abandon suite à l'exode rural, dès les années 1920. Cette évolution paysagère s'observe particulièrement sur les glissements de terrain des Bouzoulières, des Patignons et des Davids-Bas, pour lesquels la structure d'âge des peuplements révèle une colonisation naturelle et progressive d'anciens pâturages.

2. La chronique dendrogéomorphologique et ses limites

L'analyse dendrogéomorphologique des 3540 échantillons prélevés a permis d'identifier 1708 PC causées par l'activité des glissements de terrain. On dénombre 1029 RC (60%), 638 BC (37%) et 41 TRD (3%) (**tableau 18**). A l'échelle du glissement de terrain, l'utilisation de la dendrogéomorphologie améliore considérablement l'information spatio-temporelle disponible dans les archives. Le choix de seuils pour l'indice It et pour le nombre minimal de PC, adapté en fonction du recouvrement forestier et de la densité de l'échantillonnage, permet de limiter l'introduction de bruit dans la reconstruction. Certains événements mineurs peuvent certes être écartés de la reconstruction mais des PC liées à d'autres processus (creeping, chablis entre autres) sont également exclues (Stoffel et Perret, 2006). A l'échelle de la moyenne vallée de l'Ubaye, 91 phases de réactivation ont été identifiées sur les 13 glissements de terrain depuis 1866 (**figure 98 et 99**).

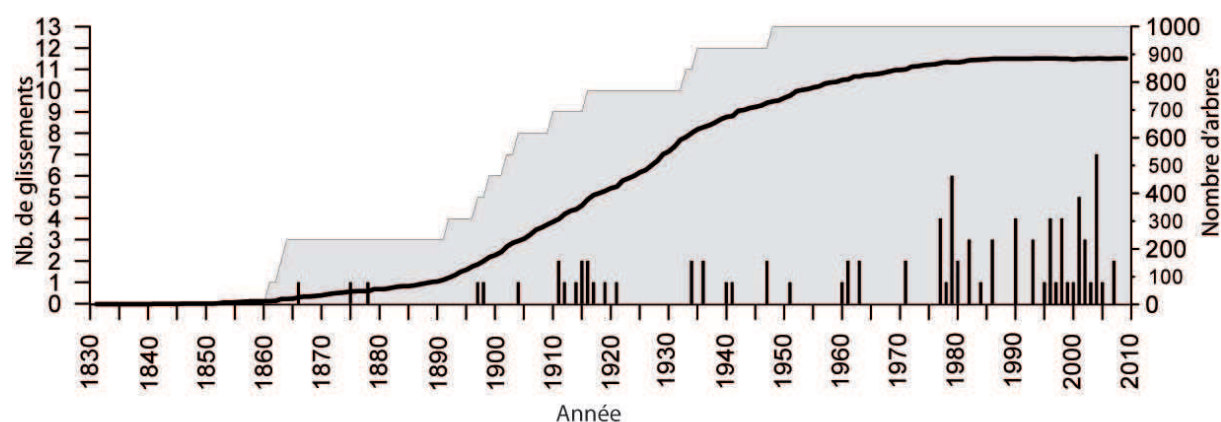


Figure 98. La chronique dendrogéomorphologique réalisée à l'échelle de la moyenne vallée de l'Ubaye.

La courbe noire indique le nombre d'arbres vivants pour chaque année. Le fond gris indique pour chaque année, le nombre de glissements qui présente une reconstruction dendrogéomorphologique.

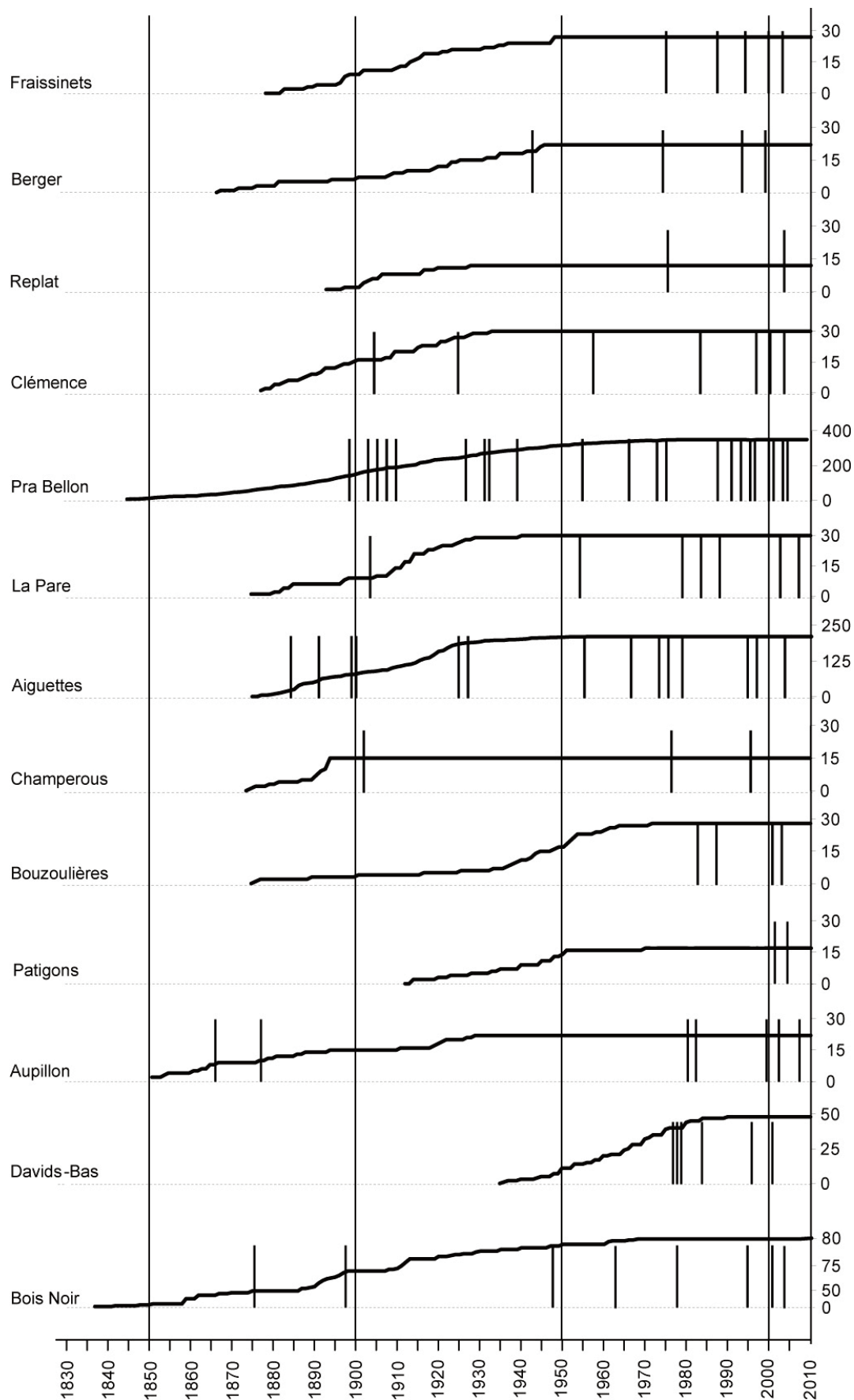


Figure 99. Les 91 phases de réactivation reconstruites par dendrogeomorphologie pour chacun des 13 glissements de terrain depuis 1830.

La courbe noire indique le nombre d'arbres vivants échantillonnés pour chaque année.

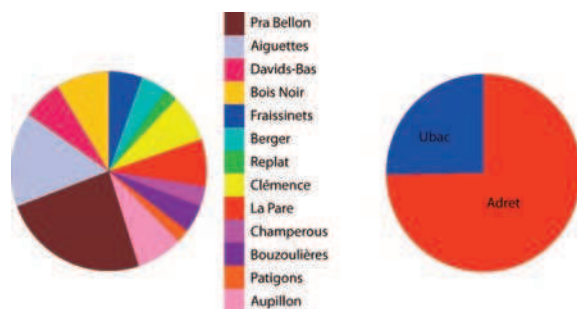


Figure 100. Répartition inter-glissements et versants des 91 phases de réactivation.

Jusqu'en 1890, la chronique représente uniquement l'activité de 3 glissements de terrain. Depuis 1950, elle intègre l'activité des 13 glissements. Les phases de réactivation se répartissent sur 46 années différentes et, en moyenne, 7 phases de réactivation par glissement sont reconstruites. Deux réactivations sont reconstruites sur les glissements de terrain du Replat et des Patignons, 22 sur le glissement de terrain du Pra Bellon (24% du total des phases reconstruites) (figure 99).

54 % des phases reconstruites ont été observées sur les 4 glissements de terrain principaux et 67 % dans le seul bassin versant du Riou Bourdoux. A l'échelle de la moyenne vallée de l'Ubaye, 74 % des phases de réactivation se localisent en adret (figure 100).

Sur le plan temporel, 6 phases de réactivation (écart-type : 6,49) sont reconstruites, en moyenne, par décennie. Cette fréquence varie de 0 pour la période 1880-1889 à 20 phases de réactivation pour la décennie 2000-2009 (figure 101). On remarque une évolution de l'activité à l'échelle de la vallée depuis les 150 ans dernière années, avec :

- (i) une décennie 1910-1919 active, avec 10 phases reconstruites. On peut considérer cette période comme une première crise morphogénique,
- (ii) 5 décennies, 1920-1969, caractérisées par une activité moins soutenue, avec un total de 15 réactivations, soit 3 phases en moyenne par décennie,
- (iii) depuis 1970, une fréquence accrue des réactivations est observée avec 60 phases reconstruites sur l'ensemble des 13 glissements de terrain, dont 20, uniquement depuis 2000.

La reconstruction à l'échelle de la moyenne vallée de l'Ubaye est relativement courte et ne remonte qu'à la fin du Petit Age Glaciaire (PAG) (Corona et al., 2010a). En effet, l'âge des arbres échantillonnés conditionne la durée de la chronique dendrogéomorphologique (Carrara et O'Neill, 2002 ; Corona et al.,

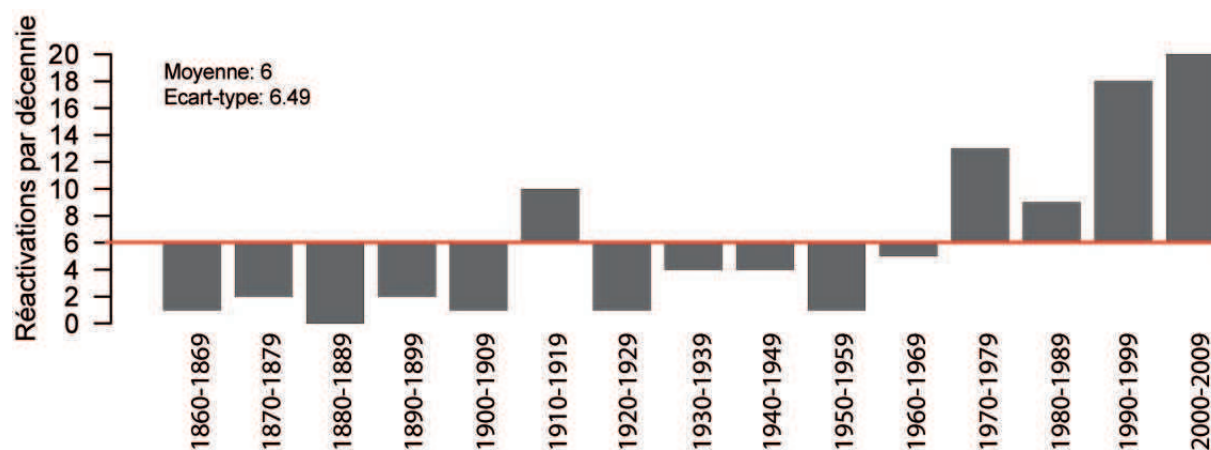


Figure 101. Fréquence décennale pour la période 1860-2009.

2010b ; Stoffel et al., 2010). Corominas et Moya (2008) précisent ainsi qu'un glissement de terrain colonisé depuis une centaine d'années, peut connaître une activité depuis plusieurs siècles sans que celle-ci soit observée dans l'analyse des cernes.

Même si l'analyse dendrogéomorphologique permet de préciser et d'affiner les chroniques individuelles, la majorité des phases reconstruites doivent être considérées comme des réactivations, puisque la présence du glissement de terrain précède, généralement, l'installation de la végétation arborée. Cette hypothèse est confirmée par l'analyse iconographique (archives du RTM et du Cemagref de Grenoble) puisque les glissements sont visibles sur de nombreux documents d'archives antérieurs à la reconstruction dendrogéomorphologique.

Ainsi, l'utilisation de la carte d'État-Major (1825-1866) qui succède à la carte de Cassini, donne des informations sur la géomorpholo-



Figure 102. **Glissement de terrain du Pra Bellon sur le fond topographique de l'État-Major (1825-1866).**

En pointillé blanc, la limite du glissement actuelle.

gie. Par exemple, un escarpement (SC2), figuré dans le glissement du Pra Bellon (**figure 102**), confirme que le déclenchement du glissement précède la première phase reconstruite en 1911.

Les photographies anciennes permettent également d'obtenir des informations précises sur la géomorphologie. Les clichés anciens, centrés sur les glissements de terrain sont rares. Le bassin versant du Riou Bourdoux fait cependant exception. Son caractère catastrophique et l'ampleur des travaux de restauration en ont fait l'un des bassins versants les plus photographiés des Alpes françaises. Ainsi, l'observation d'une photographie du RTM-04 datant de 1903 (**figure 103**), donne un aperçu d'une jeune plantation de pins (plantation en cordons) sur les versants du Riou de La Pare, de l'Angoustin et de Césier. Sur ce cliché, il est possible de délimiter, au premier plan, le glissement de terrain de La Pare (E) dont les deux escarpements sont nettement visibles. La surface du glissement apparaît dénudée : seuls quelques îlots forestiers colonisent le glissement ainsi qu'une jeune série de pins récemment plantée. Ce cliché confirme que l'évènement de 1915, déterminé à partir de l'analyse des cernes de croissance, est une réactivation du glissement.

Une autre photographie datée de 1890 (**figure 104**) offre un panorama sur la Grande Séolane depuis le bassin versant du Riou Bourdoux. Sur ce cliché, les glissements de terrain des Aiguettes et de La Pare sont visibles. Sur le glissement des Aiguettes, on distingue clairement SC1 et SC2. La végétation est éparse et seul un îlot forestier localisé entre SC1 et SC2 est visible.

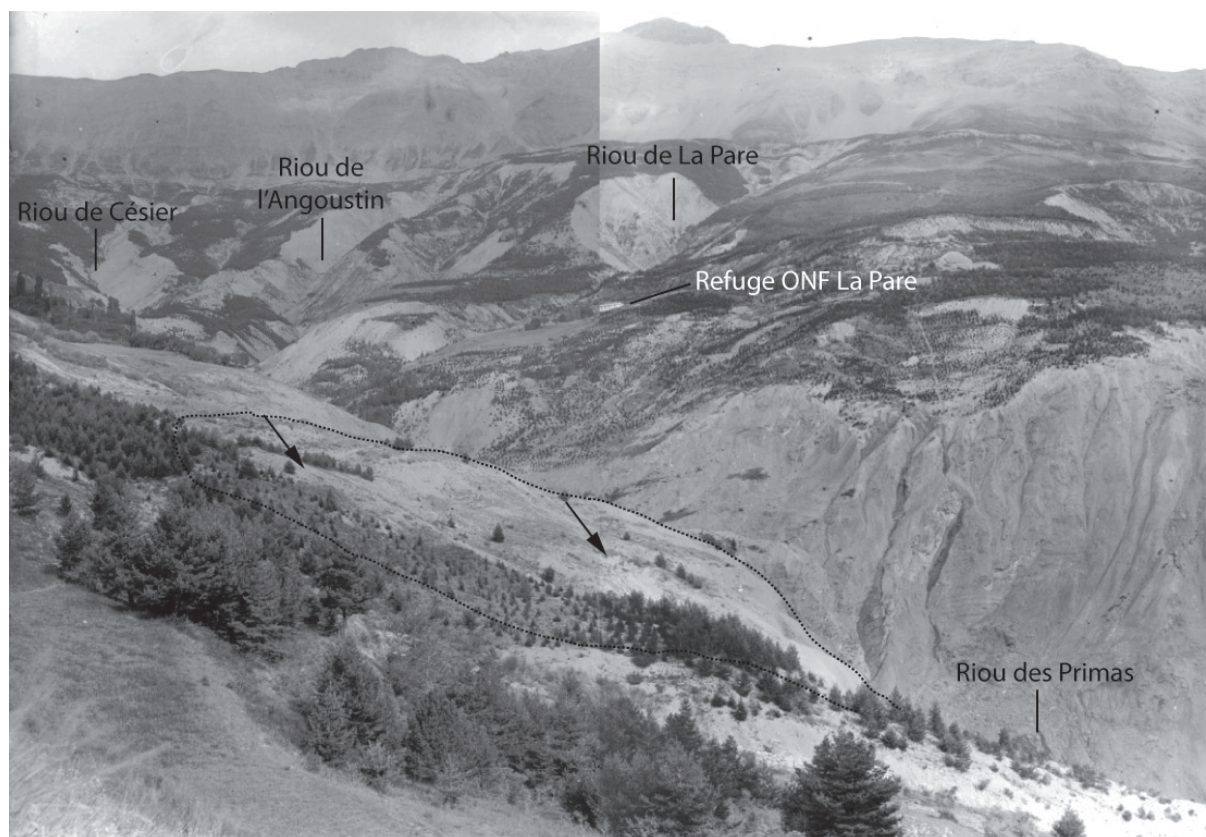


Figure 103. **Aperçu d'une jeune plantation de pins sur les versants du Riou de La Pare, de l'Angoustin et de Césier, 1903.**

Au premier plan, délimité en pointillés noir, le glissement de terrain de La Pare avec ces deux escarpements principaux (flèches noires).

Ce cliché confirme : (i) la cartographie de l'âge du peuplement déduite de l'analyse dendrogéomorphologique qui fait ressortir l'existence d'un peuplement plus ancien dans ce secteur ; (ii) que le premier évènement, daté à partir des cernes de croissance, est une réactivation. Sur le glissement de terrain de La Pare, la présence des deux escarpements et l'absence d'une strate arborée confirment : (i) que le glissement précède la première phase reconstruite et, (ii) la fiabilité de la carte des âges obtenue lors de l'analyse dendrogéomorphologique. Sur un troisième cliché, daté de 1891 (**figure 105**), centré sur le barrage Demontzey (Combes, 1982), on aperçoit au second plan, le bourrelet frontal du glissement de terrain du Pra Bellon. Ce cliché confirme que

le glissement précède le premier évènement daté en 1911.

L'analyse des documents iconographiques confirme que la plupart des évènements reconstruits sont des réactivations. Elle souligne également les limites des chroniques dendrogéomorphologiques dont la durée est conditionnée par l'âge du peuplement.

D'autres limites doivent également être prises en compte dans la reconstruction :

(i) le déclenchement ou la réactivation d'un glissement de terrain doit être d'une magnitude et d'une extension spatiales suffisantes, pour perturber significativement le peuplement forestier (McClung et Schaerer, 1993). Il pourra ainsi, induire une réaction anatomique caractéristique visible dans les



Figure 104. **La Grande Séolane depuis le BV du Riou-Bourdoux, 1890.**
Délimités en pointillés blanc, les glissements de terrain des Aiguettes et de La Pare ainsi que la localisation des escarpements (flèches blanches).



Figure 105. **Barrage de Demontzey en 1891.**
En rive gauche du torrent du Riou Bourdoux, il est possible d'apercevoir le front du glissement de terrain du Pra Bellon. Le détail montre une surface remaniée et totalement dénudée.

cernes de croissance. A l'inverse, une perturbation trop intense ou continue, induit une réaction durant plusieurs années. Les perturbations résultant d'instabilités ultérieures ne sont ainsi plus enregistrées dans les cernes de croissance (Carrara et O'Neill, 2003),

(ii) un évènement majeur peut, dans certains cas, masquer les traces laissées par des évènements antérieurs de plus faible amplitude,

(iii) lorsque plusieurs évènements se produisent au cours d'une même année, un seul peut être reconstitué.

3. Synchronisme entre la reconstruction dendrogéomorphologique et les archives historiques

La reconstruction dendrogéomorphologique à l'échelle de la vallée a été comparée à la base de données historiques des glissements

de terrain depuis 1860 (**figure 106**) (Amiot et Nexon, 1995 ; Flageolet, 1999 ; OMIV, 2011). Les 91 phases de réactivation reconstruites se répartissent sur 46 années différentes. Au total, 23 années (50%) présentent un synchronisme avec la base de données historique. D'après les archives, en 1971, une activité a été recensée sur 9 glissements de terrains de la moyenne vallée de l'Ubaye ; pour l'année 1963, sur 6 glissements ; pour les années 1960, 1982, 1996 et 2003, sur 5 glissements ; pour les années 1936, 1977 et 1984, sur 4 glissements ; pour les années 1914, 1947, 1978 et 1993, sur 3 glissements. Enfin, en 1875, 1904, 1911, 1941, 1951, 1986, 1995, 1997, 2000 et 2002, l'activité n'a été observée que dans un site. Cette comparaison permet de confirmer indirectement 43 phases de réactivation reconstruites. Pour les 23 années restantes, soit 48 phases de réactivation, la re-

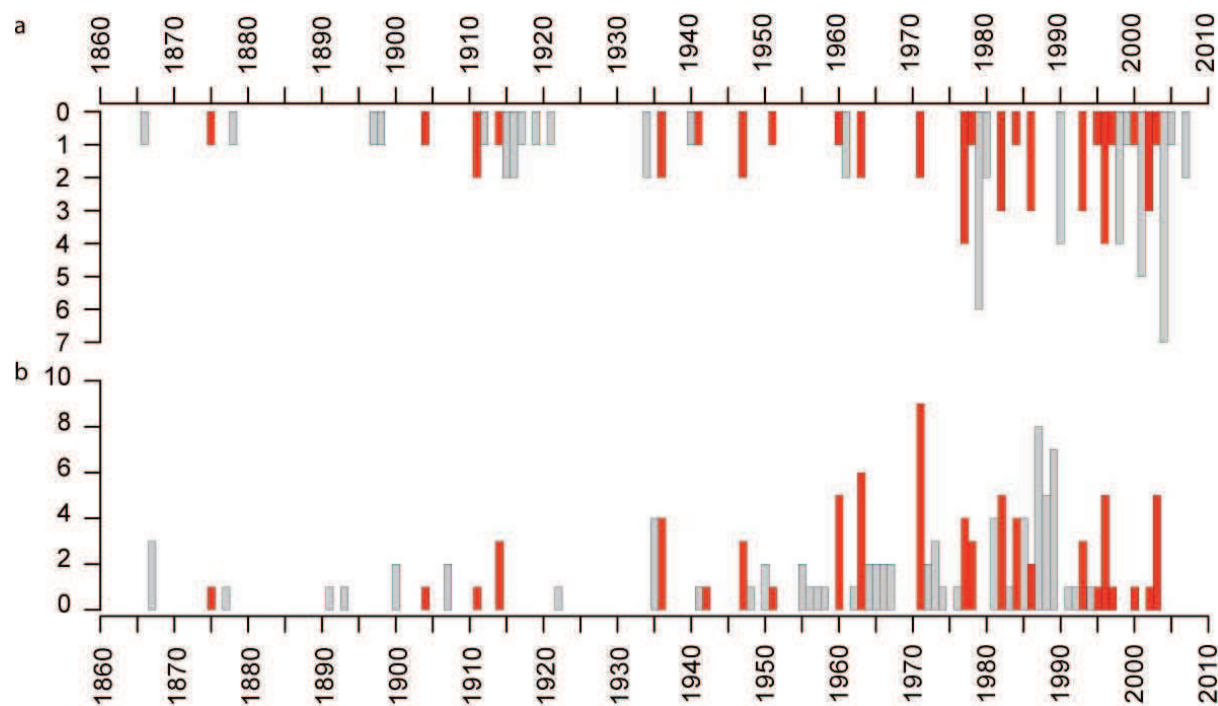


Figure 106. **Reconstruction dendrogéomorphologique (a) et base de données historiques des glissements de terrain (b).**

Les barres rouges correspondent aux années qui présentent un synchronisme entre les deux chroniques.

construction n'a pu être confirmée par les archives. Cette absence de concordance peut s'expliquer par des lacunes dans la chronique historique, malgré le nombre important de phases recensées (Remaître et al., 2010). De plus, Malet (2003) indique que celle-ci est largement influencée par l'activité des deux grands glissements de terrains-coulés de La Valette et de Super Sauze qui ont tendance à focaliser l'attention. D'autres biais, plus généraux, relatifs à l'utilisation des archives historiques peuvent également expliquer ces différences :

(i) une évolution des normes et critères d'archivages au cours du temps (Ibsen, 1996),
 (ii) un biais lié à l'observateur, lors de l'identification du processus géomorphologique (Ibsen et Brunsden, 1996 ; Flageollet, 1999),

(iii) une sous-estimation des événements, même les plus catastrophiques, qui se produisent dans des secteurs isolés et sans habitation (Guzzetti et al., 1994; Ibsen, 1996; Carrara et al., 2003),

(iv) l'absence de vocation scientifique (Mayer et al., 2010).

Dans le BV du Riou Bourdoux, la reconstruction dendrogéomorphologique a été comparée avec la chronique historique des événements torrentiels (figure 107) (Delsigne et al., 2001). Les synchronismes sont rares. Au cours de la période 1898-1994, 33 laves torrentielles sont recensées dans la chronique historique. Elles se répartissent sur 21 années. Cependant, la chronique présente deux lacunes, pendant l'entre deux guerres (1918-1947) puis depuis 1994.

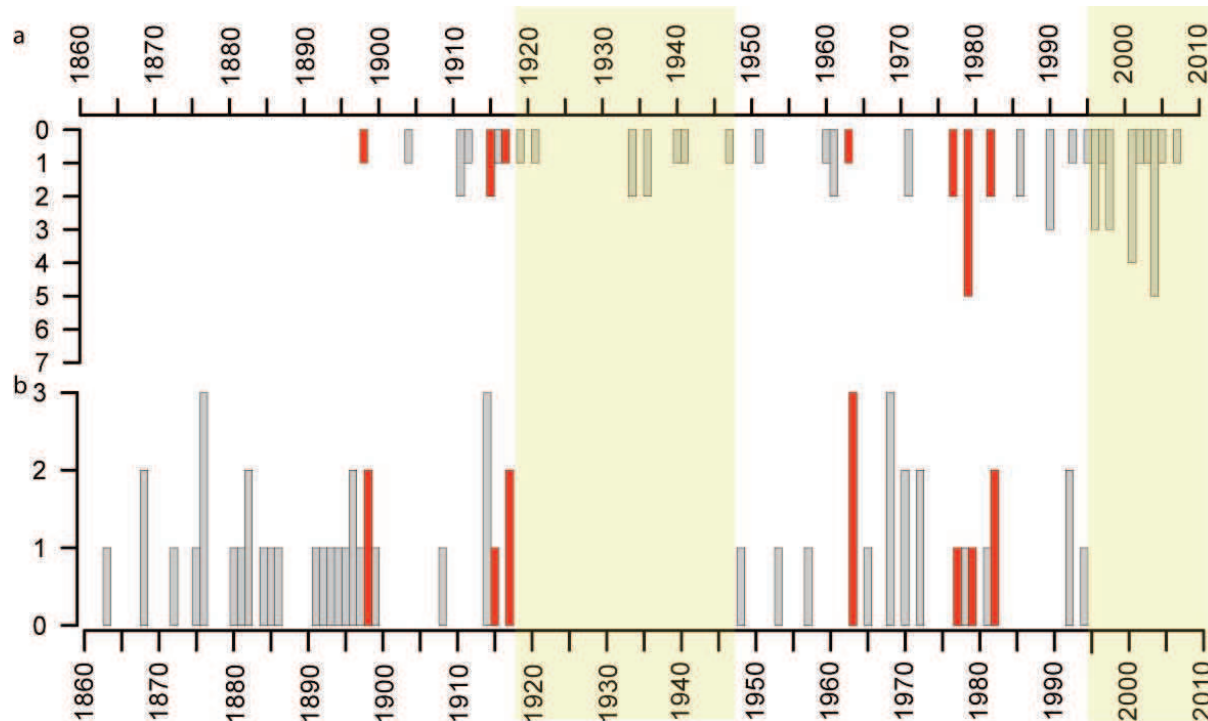


Figure 107. **Reconstruction dendrogéomorphologique (a) et base de données historiques des événements torrentiels du torrent du Riou Bourdoux.**

Les barres rouges correspondent aux années qui présentent un synchronisme entre les deux chroniques. En jaune pâle, période ne pouvant pas faire l'objet d'une comparaison car la chronique des événements torrentiels est manquante.

Lorsque l'on considère la période commune aux deux chronologies, la reconstruction compte 31 phases de réactivation (sur un total de 61 phases) qui se répartissent sur 18 années différentes. Seules les années 1898, 1915, 1917, 1963, 1977, 1979 et 1982, soient 14 phases de réactivation, sont analogues dans les deux chroniques. Inversement, 17 phases de réactivation (réparties sur 11 années) ne montrent pas de synchronisme avec l'activité torrentielle et 21 laves torrentielles n'ont pas d'analogues dans la reconstruction dendrogéomorphologique. Par conséquent, les précipitations jouent certainement un rôle crucial dans le déclenchement des laves torrentielles et des glissements de terrain. Les précipitations violentes, plutôt estivales, qui génèrent l'activité torrentielle dans le bassin versant du Riou Bourdoux (Remaître, 2006), ne génèrent pas ou peu de réactivation des glissements de terrain superficiels localisés dans le bassin versant.

4. L'étude diachronique et la reconstruction spatio-temporelle

L'analyse diachronique des différentes campagnes de photographies aériennes depuis 1948, mais également l'observation des photographies et cartographies anciennes permettent de confirmer la robustesse spatio-temporelle de la reconstruction dendrogéomorphologique.

Ainsi, sur le glissement de terrain du Pra Bellon (figure 108), la comparaison des photographies aériennes de 1948 (figure 108, a) et 1974 (figure 108, b) montre une légère extension de la surface dénudée dans le corps principal du glissement et l'apparition d'une



Figure 108. Étude diachronique du glissement de terrain du Pra Bellon depuis 1948.

(a) 1948 (IGN, 1948_F363537_3540_P30000),
 (b) 1974 (IGN, 1974_FR2620_P_110000),
 (c) 1982 (1982_IFN04_P_17000),
 (d) 1995 (1995_F3539_3540_P30000),
 (e) 2000 (2000_FD04_C_25000),
 (f) 2007 (IGN, 2007).

coulée locale, dans le secteur nord-est de SC2. Cette évolution confirme les phases de réactivation de 1961 et 1971 reconstruites par l'analyse des cernes de croissance. Entre 1974 (**figure 108, b**) et 1982 (**figure 108, c**), l'analyse diachronique met en évidence des modifications importantes du glissement, avec l'apparition de nombreuses surfaces dénudées dans le corps du glissement et sur SC1. Ces mouvements peuvent être la conséquence des deux phases majeures reconstruites en 1977 et 1979. Entre 1982 (**figure 108, c**) et 1995 (**figure 108, d**), on observe, dans la partie sud-est du glissement, une réactivation locale qui détruit une grande partie de la strate arborée. Durant cette période un seul évènement a été reconstruit en 1990. La cartographie des PC confirme la présence importante d'arbres perturbés en périphérie du secteur fortement remanié. De manière similaire, la réactivation locale observée dans la partie Ouest du corps du glissement entre 2000 (**figure 108, e**) et 2007 (**figure 108, f**) corrobore l'évènement reconstruit en 2001. Sur le glissement de terrain du Bois Noir, la photo aérienne de 1948 (**figure 109, a**) confirme la présence d'un escarpement. L'hypothèse d'un déclenchement initial du glissement, le 13 Avril 1993, préalablement mentionné dans la littérature, peut, par conséquent, être rejetée (**Thiery, 2007**). La réactivation reconstruite en 1977, à partir de l'analyse dendrogéomorphologique, est corroborée par l'extension latérale de l'escarpement principal du glissement entre 1974 (**figure 109, c**) et 1982 (**figure 109, d**). Entre 1982 (**figure 109, d**) et 2003 (**figure 109, f**), de nombreuses modifications morphologiques sont observées dans le corps du

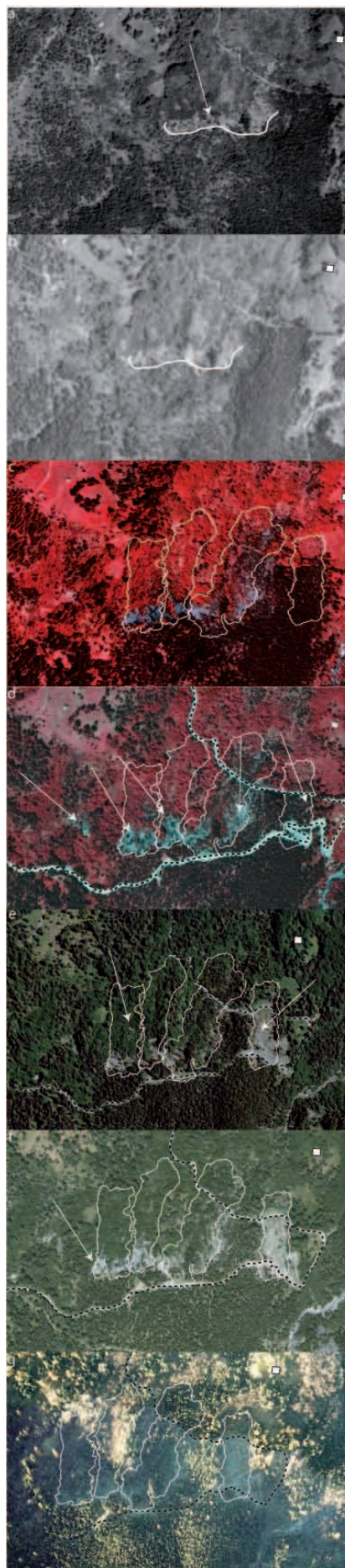


Figure 109. Étude diachronique du glissement de terrain du Bois Noir depuis 1948.

(a) 1948 (IGN, 1948_F3(3537_3540_P30000)), (b) 1956 (IGN, 1956_F_3139_3639_P_25000), (c) 1974 (1974_FR_2438_P_17000), (d) 1982 (1982_IFN04_P_17000), (e) 2000 (2000_FD04_C_25000), (f) 2003 (2003_FD06_C_25000), (g) 2007 (photographie aérienne à haute résolution, OMIV, 2011).

glissement et notamment la présence d'une coulée, qui a détruit totalement la végétation ainsi que la piste forestière. L'analyse diachronique confirme les emprises spatiales des réactivations de 1993 et 2000 déduites de l'analyse dendrogéomorphologique. En revanche, entre 1948 (**figure 109, a**) et 1974 (**figure 109, c**), puis entre 2003 (**figure 109, f**) et 2007 (**figure 109, g**), peu d'évolutions sont observées tant dans le corps du glissement que sur l'escarpement. Ces observations confirment le caractère mineur des réactivations reconstruites en 1963 et 2003-2004.

Sur le glissement de terrain des Aiguettes, l'analyse diachronique (**figure 110**) des photographies aériennes entre 1948 (**figure 110, a**) et 1956 (**figure 110, b**) ne révèle pas de mouvements. Ces observations sont en accord avec l'absence de réactivation dans la chronique dendrogéomorphologique au cours de cette même période.

Entre 1956 (**figure 110, b**) et 1974 (**figure 110, c**), SC1 et SC3 présentent des modifications de leurs tracés, avec de légères extensions latérales. Cette évolution confirme en partie les cartographies des réactivations de 1961 et 1971.

Entre 1974 (**figure 110, c**) et 1982 (**figure 110, d**), de profondes modifications géomorphologiques peuvent être observées. Un paquet glissé localisé en amont de SC1, induit un recul net de l'escarpement (pertes de surfaces pâturées), et une dénudation au niveau de SC2. Ces évolutions sont en accord avec la fréquence élevée des réactivations (1977, 1979, 1982) au cours de cette période. Entre 1982-2004 (**figure 110, d, e, f**), l'instabilité se concentre principalement sur SC2 et SC3 avec de profondes modifications de la surface

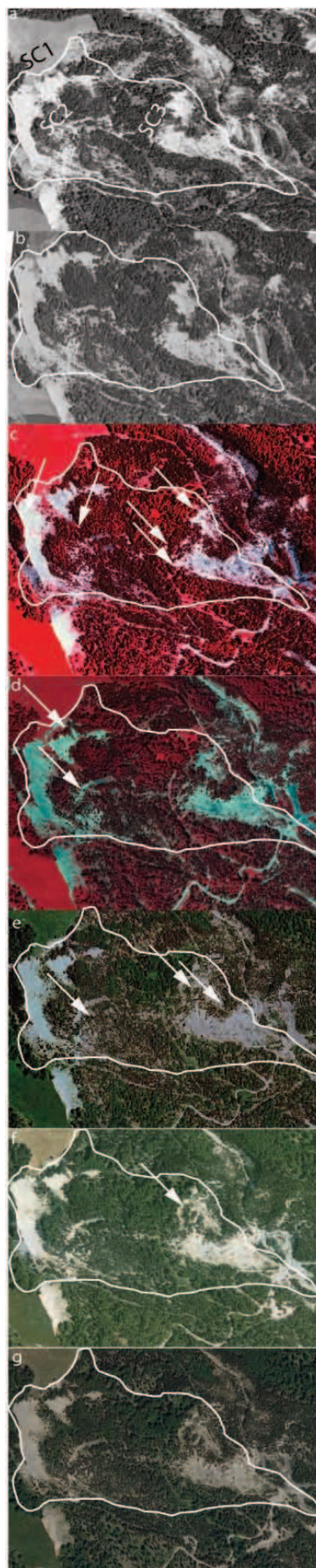


Figure 110. Etude diachronique du glissement de terrain des Aiguettes depuis 1948.

(a) 1948 (IGN, 1948_F363537_3540_P30000), (b) 1956 (IGN, 1956_F_3139_3639_P_25000), (c) 1974 (IGN, 1974_FR2620_P_110000), (d) 1982 (1982_IFN04_P_17000), (e) 2000 (2000_FD04_C_25000), (f) 2004 (2004_FD04_C_80), (g) 2009 (2009_FD_04_C_30).

dénudée sur les escarpements. L'analyse diachronique des photographies aériennes entre 2004 et 2009 (**figure 110, g**) ne révèle pas d'instabilité, confirmant ainsi, un probable ralentissement de l'activité, mis en évidence au moyen de l'analyse dendrogéomorphologique.

Les photographies aériennes les plus anciennes montrent que le glissement de terrain des Davids-Bas ne présente pas de couverture arborée en 1948 (**figure 111, a**) et en 1956 (**figure 111, b**). Les rares îlots forestiers sont localisés en dehors de l'emprise du glissement. Sur le glissement, la couverture morainique affleurante est en partie colonisée par des pelouses. En 1948 (**figure 111, a**), SC1 est déjà visible ce qui confirme que la première phase reconstruite au moyen de l'analyse dendrogéomorphologique en 1977 est bien une réactivation.

Entre 1948 et 1974 (**figure 111, c**), l'analyse diachronique montre une colonisation végétale du glissement mais peu d'instabilité. Aucune réactivation n'est reconstruite durant cette période. En revanche, entre 1974 (**figure 111, c**) et 1982 (**figure 111, d**), de nombreuses modifications sont observées : un recul marqué de SC1, à l'aval du pré situé à l'est du glissement. De profondes modifications sont également observées dans le corps du glissement avec l'apparition de nouvelles surfaces dénudées. Le front du glissement apparaît fortement remanié par l'Ubaye.

L'analyse dendrogéomorphologique est en accord avec l'analyse diachronique puisque trois phases de réactivation sont reconstruites en 1977, 1978 et 1979. Entre 1982 (**figure 111, d**) et 2000 (**figure 111, e**), la morphologie du glissement évolue, essentiellement dans la

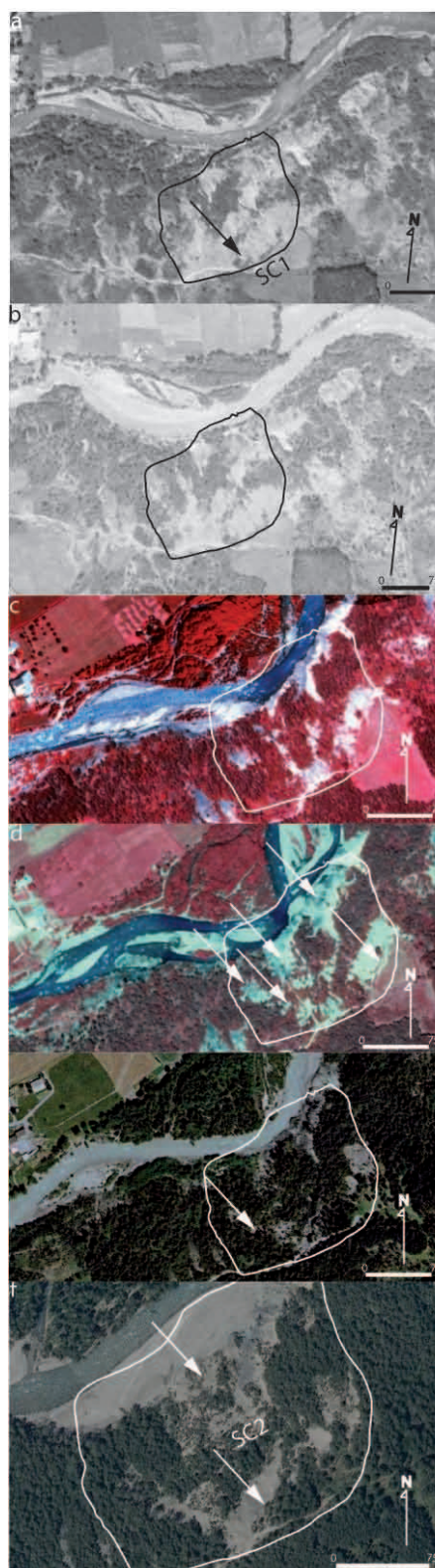


Figure 111. **Etude diachronique du glissement de terrain des Davids-Bas depuis 1948.**

(a) 1948 (IGN, 1948_F3537_3540_P30000), (b) 1956 (IGN, 1956_F_3139_3639_P_25000), (c) 1974 (IGN, 1974_FR2620_P_110000), (d) 1982 (1982_IFN04_P_17000), (e) 2000 (2000_FD04_C_25000), (f) 2009 (2009_FD04_C_30).

partie ouest mais cette évolution reste peu marquée. L'analyse diachronique des clichés de 2000 (**figure 111, e**) et de 2009 (**figure 111, f**) valide l'hypothèse d'une phase de réactivation majeure en 2001, avec l'apparition de SC2 située en amont d'une zone fortement remaniée et sans végétation. On observe également un escarpement plus prononcé et totalement dénudé au niveau de SC1. Au niveau de l'Ubaye, le lit majeur dont la trajectoire a été modifiée, ne vient plus saper le front du glissement de terrain.

L'analyse diachronique a également été réalisée pour les glissements de terrain annexes localisés dans le bassin versant du Riou Bourdoux (**figure 112**). Elle confirme la robustesse de la reconstruction sur le plan temporel. On observe dès 1948 (**figure 112, a**), la présence d'un escarpement sur le glissement de Clé-

mence (D), ce qui corrobore indirectement les phases de réactivation reconstruites en 1916 et 1934. De la même manière, les deux escarpements principaux du glissement de la Pare (E) et une coulée totalement dénudée, localisée en front du glissement apparaissent sur la photographie aérienne de 1948 (**figure 112, a**). Cette morphologie confirme la possibilité d'une réactivation, enregistrée dans les cernes de croissance, dès 1915.

Les glissements de terrain du Fraissinets (A), Berger (B) et du Replat (C) présentent des signes d'instabilité visibles. Entre 1948 et 1982 (**figure 112, a, b, c, d**), le secteur connaît des perturbations importantes. La modification majeure est l'évolution en coulée du glissement de terrain du Fraissinets (A) jusqu'au torrent du Riou Bourdoux, qui a détruit plus d'un hectare de végétation.

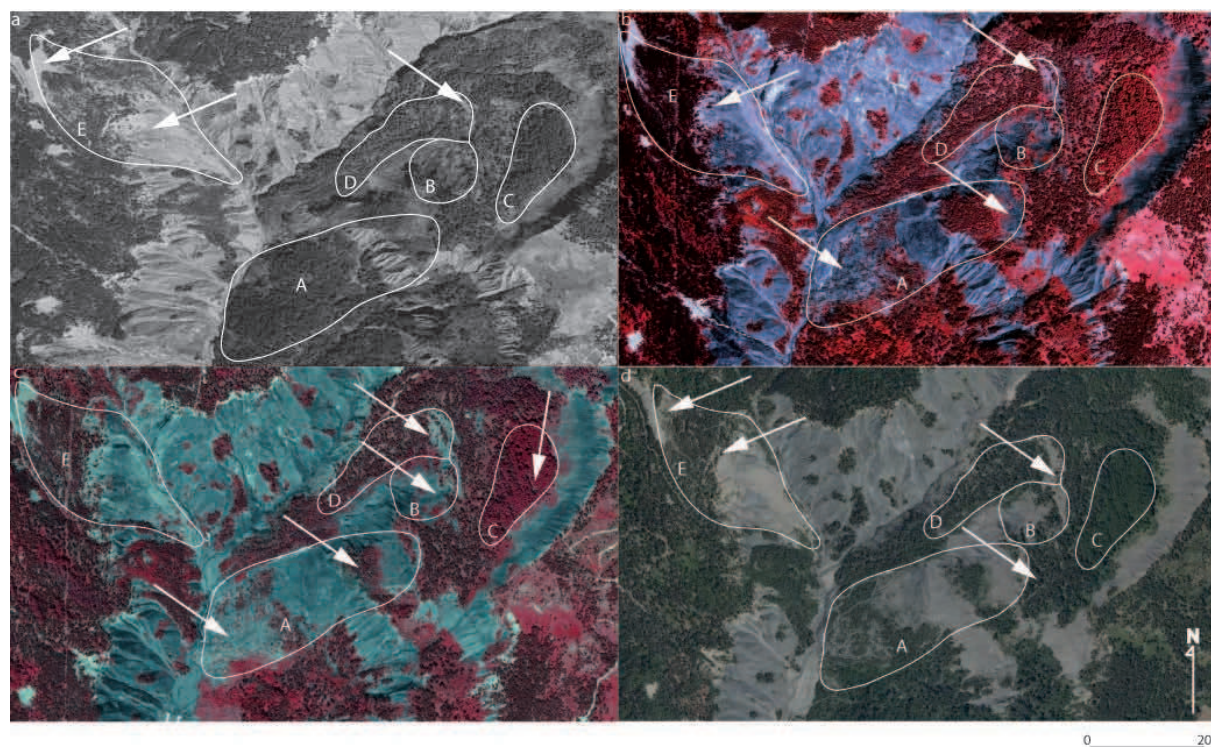


Figure 112. Étude diachronique des glissements de terrain des Fraissinets (A), du Berger (B), du Replat (C), de Clémence (D) et de La Pare (E) depuis 1948.

(a) 1948 (IGN, 1948_F363537_3540_P30000), (b) 1974 (IGN, 1974_FR2620_P_110000), (c) 1982 (1982_IFN04_P_17000), (d) 2009 (2009_FD_04_C_30).

D'après la photographie aérienne (**figure 112, b**), l'évènement est antérieur en 1974. La reconstruction dendrogéomorphologique permet en revanche de dater la première réactivation en 1979. Cette différence provient probablement de la stratégie d'échantillonnage adoptée sur le site. En effet, les arbres exploitables pour une reconstruction dendrogéomorphologique sont situés dans la partie amont du glissement. La partie aval est encore aujourd'hui largement dénudée. La végétation est dans une phase de colonisation mais le ruissellement et la forte érosion limitent considérablement la dynamique forestière. Cette partie aval n'a donc pas pu faire l'objet de prélèvements.

5. Les phases de réactivation et les seuils de déclenchement

Sur la période 1860-2003, lorsque l'on compare la chronique dendrogéomorphologique avec les précipitations annuelles de la base de données *Histalp* (**figure 113**), certaines années, de forte activité, coïncident avec des an-

nées pluvieuses. C'est le cas, par exemple, des réactivations de 1916, 1977, 1979 et 1996 (flèches noires, **figure 113**) qui surviennent au cours de cycles de 5-6 ans de précipitations importantes. Flageollet (1999) signale l'existence de ces cycles excédentaires de 6 à 7 ans qui précède en général une année riche en évènements.

A l'inverse, certaines années caractérisées par de nombreuses réactivations coïncident plutôt avec des cycles pluviométriques déficitaires (Flageollet, 1999). En 1990 (déficit de 170 millimètres par rapport à la moyenne) et 1998 (déficit de 280 millimètres), par exemple, 8 phases de réactivation sont reconstruites malgré des cumuls de précipitations déficitaires. Finalement, la corrélation entre les phases de réactivation reconstruites et les précipitations annuelles n'est pas significative. Ces résultats sont confirmés par les régressions logistiques réalisées à l'échelle des glissements, des versants et de la vallée. Ils sont en accord avec ceux de Flageollet (1999) à l'échelle de la moyenne vallée de l'Ubaye. En revanche, des relations significatives sont observées entre

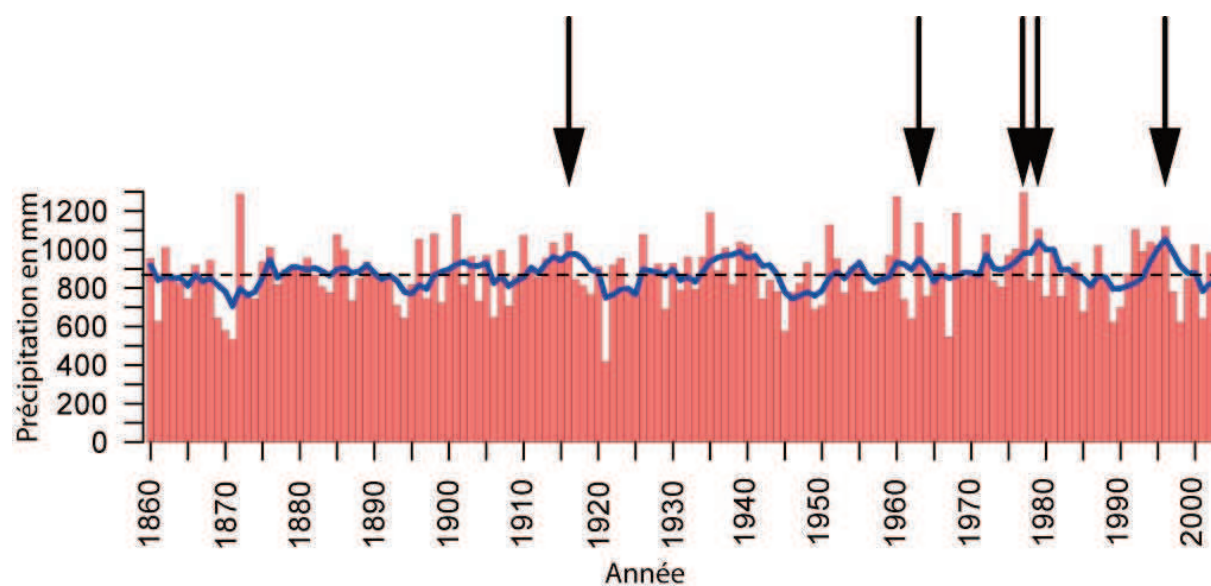


Figure 113. Précipitations annuelles de la moyenne vallée de l'Ubaye sur la période 1860-2003. En pointillé noir, la moyenne et en bleu continu, la moyenne mobile à 5 ans (*Histalp*).

les précipitations saisonnières et les phases de réactivation reconstruites. A l'échelle du glissement de terrain, les régressions logistiques mettent en évidence des relations statistiquement significatives entre les cumuls pluviométriques saisonniers et les réactivations :

- (i) sur le glissement de terrain du Pra Bellon, 50 % des phases de réactivation ont eu lieu lorsque le cumul des précipitations au cours des mois d'automne (de août, à décembre (n-1)) est supérieur à 650 millimètres,
- (ii) sur le glissement des Aiguettes, des cumuls de précipitations hivernaux (de décembre (n-1) à avril (n)) supérieurs à 490 millimètres contribuent au déclenchement de 50 % des phases de réactivation. Cette corrélation a également été observée sur le glissement de terrain du Pra Bellon mais avec un degré de significativité moindre,
- (iii) d'après les régressions logistiques réalisées sur le glissement de terrain du Bois Noir, quatre phases de réactivations sur huit (1875, 1897, 1963 et 1977), se sont déclenchées lorsque les précipitations du mois de juillet (n-1) excèdent 153 millimètres et les précipitations estivales (juillet et août (n-1)), 200 millimètres. Remaître (2006) confirme le rôle important des précipitations estivales, intenses en particulier, dans le déclenchement des mouvements de versants. Remaître et al. (2010) précisent que ces orages estivaux, en

moyenne vallée de l'Ubaye, peuvent être localement très intenses avec un cumul horaire supérieur à 50 millimètres. Cependant, le seuil de déclenchement proposé, reste très indicatif. La régression logistique significative entre les précipitations estivales et la réactivation n'a été observée que sur le glissement de terrain du Bois Noir. Elle repose seulement sur 8 phases de réactivation.

Cette approche à l'échelle du glissement est fortement influencée par les conditions locales, d'une part, et par le nombre de phases reconstruites, d'autre part. Ces paramètres conditionnent la qualité et la significativité de la régression logistique. Ainsi, lorsque l'on observe la relation entre les phases de réactivation et les précipitations à petite échelle, l'augmentation du nombre de réactivations prises en compte permet d'augmenter la robustesse du modèle.

Une régression significative est ainsi observée entre les 61 phases de réactivation des glissements de terrain localisés dans le bassin du Riou Bourdoux et le cumul des précipitations des mois de décembre (n-1) au mois d'avril (n) (**figure 114, tableau 19**). Ainsi, la probabilité qu'un glissement de terrain se déclenche dans le bassin versant du Riou Bourdoux est de 18 % lorsque le cumul excède 380 millimètres et de 50 % pour 420 millimètres de précipitations. Sur le versant ubac de la vallée, cette relation n'est pas significative.

Prédicteur	Valeur p	Significatif	A	B
janvier (n)	0.0553	*	0.013	-1.904
février (n)	0.0159	*	0.012	-1.938
novembre (n)	0.0527	.	0.007	-2.36
décembre (n-1) + janvier (n) + février (n) + mars (n) + avril (n)	0.000162	***	0.0099	-4.29

Tableau 19. Paramètres des modèles de régressions logistiques.

Le tableau propose la valeur de p , l'intercepte (A), la pente (B) obtenues pour chacun des prédicteurs mensuels et saisonniers analysés. Pour chaque régression la significativité est représentée avec $p < 0,001$ (***), $p < 0,01$ (**), $p < 0,05$ (*), $p < 0,1$ (.).

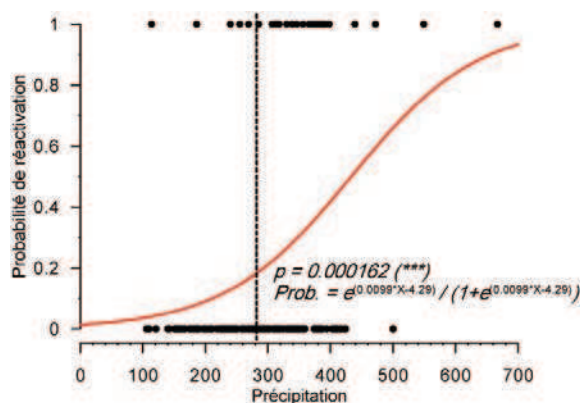


Figure 114. **Modèle Logit obtenu avec les cumuls des précipitations de décembre (n-1) à avril (n).**

En pointillée, la moyenne du cumul.

Les précipitations du mois de juillet (n-1) (figure 115, tableau 20), en particulier, jouent un rôle dans le déclenchement des 23 phases de réactivation. Sur ce versant, la probabilité de réactivation d'un glissement de terrain est de 12 % pour un cumul de 65 millimètres de précipitations en juillet et 30 % pour un seuil de 130 millimètres. La régression logistique est cependant moins robuste.

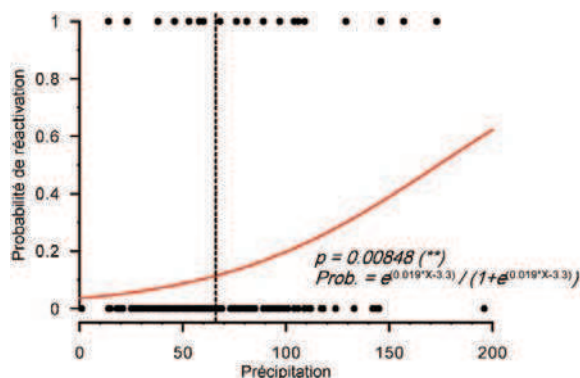


Figure 115. **Modèle Logit obtenu avec les cumuls des précipitations de décembre (n-1) à avril (n).**

En pointillée, la moyenne du cumul.

Prédicteur	Valeur p	Significatif	A	B
décembre (n-1) + janvier (n) + février (n) + mars (n) + avril (n)	0.0553	*	0.00637	-3.869
juillet (n-1) + Août (n-1)	0.0603	.	0.0785	-3.043
juillet (n-1)	0.00848	**	0.019	-3.3

Tableau 20. **Paramètres des modèles de régressions logistiques.**

Le tableau propose la valeur de p, l'intercepte (A), la pente (B) obtenues pour chacun des prédicteurs mensuels et saisonniers analysés. Pour chaque régression la significativité est représentée avec p < 0,001 (***), p < 0,01 (**), p < 0,05 (*), p < 0,1(.).

La régression logistique est encore plus significative à l'échelle de la moyenne vallée de l'Ubaye. Elle révèle le rôle important du cumul des précipitations des mois de décembre (n-1), à avril (n) (figure 116, tableau 21) dans le déclenchement des 91 réactivations reconstruites. Ainsi, les probabilités de réactivation d'un glissement de terrain superficiel sont de 30 % et 80 % pour des cumuls de précipitations respectifs de 286 millimètres et de 420 millimètres.

Lorsque l'on observe le modèle de régression logistique à l'échelle de la moyenne vallée de l'Ubaye (figure 116), 5 années riches en événements (correspondant à un total de 18 phases de réactivation reconstruites, soit 20 % de l'effectif total), 1936, 1977, 1978, 1979 et 1986, sont exceptionnellement pluvieuses avec des cumuls supérieurs à 420 millimètres sur la période décembre (n-1) à avril (n).

Depuis 1860, le dépassement de ce seuil a systématiquement entraîné le déclenchement ou la réactivation d'au moins un glissement de terrain superficiel dans la vallée. La littérature confirme le caractère exceptionnel de ces hivers. Péguy (1947) confirme l'existence d'un hiver 1935-1936 très pluvieux, avec notamment un mois de janvier très arrosé (104 millimètres en moyenne sur la période 1800-2003, d'après *Histalp*). Des inondations fréquentes sont recensées dans les archives historiques sur toute la France.

Prédicteur	Valeur p	Significatif	A	B
janvier (n)	0.0553	.	0.01	-1.39
février (n)	0.0576	.	0.009	-1.36
janvier (n) + février (n) + mars (n) + avril (n)	0.010628	*	0.006	-2.36
décembre (n-1) + janvier (n) + février (n) + mars (n) + avril (n)	0.000217	***	0.016	-5.62
décembre (n-1) + janvier (n) + février (n) + mars (n) + avril (n)*	0.000494	***	0.010	-5.25

Tableau 21. Paramètres des modèles de régressions logistiques.

Le tableau propose la valeur de p , l'intercepte (A), la pente (B) obtenues pour chacun des prédicteurs mensuels et saisonniers analysés. Pour chaque régression la significativité est représentée avec $p < 0,001$ (***), $p < 0,01$ (**), $p < 0,05$ (*), $p < 0,1$ (.).

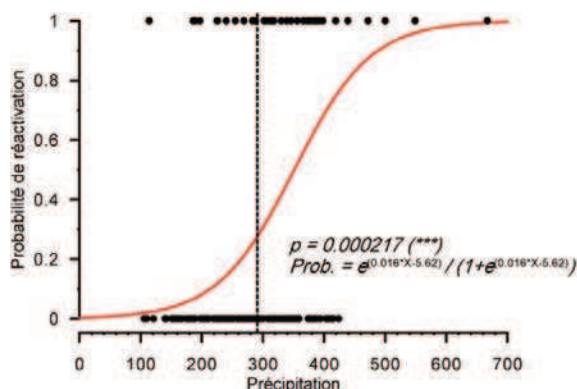


Figure 116. Modèle Logit obtenu avec les cumuls des précipitations de décembre (n-1) à avril (n).

En pointillée, la moyenne du cumul.

Elles provoquent notamment un glissement de terrain à Serières-en-Chautagne (Savoie) suite à la fonte rapide du manteau neigeux, le 17 Janvier 1936 (Martin, 1936). D'importantes chutes de neiges sont également observées sur pratiquement tout le pays (Péguy, 1947). Les hivers 1976-1977, 1977-1978 et 1978-1979 sont également exceptionnellement neigeux avec de fortes chutes de neiges en montagne (Bilan des accidents d'avalanche, Anena, année 1977, 1978 et 1979). Dans les Alpes du Sud, le manteau neigeux atteint parfois 2 mètres d'épaisseur à moyenne altitude. Dans la base de données *Histalp* (Efthyamidis et al, 2006 ; Auer et al., 2008), les cumuls de précipitations de janvier 1977 (146 millimètres en moyenne, sur la période 1800-2003), janvier 1978 (163 mil-

limètres) et janvier 1979 (129 millimètres) sont ainsi les plus importants depuis 1860. Enfin, l'hiver 1985-1986 est réputé pour être particulièrement froid avec de fortes chutes de neige dans les Alpes du Sud (Bilan des accidents d'avalanche, Anena, 1986).

Le rôle des précipitations hivernales dans le déclenchement ou la réactivation d'un glissement de terrain superficiel a été mis en évidence par de nombreux auteurs (Flageollet, 1999 ; Schuster et Wieczorek, 2002). La combinaison de précipitations intenses et de la fusion du manteau neigeux est très fréquemment évoquée comme facteur météorologique de déclenchement ou de réactivation (Schuster et Wieczorek, 2002). En Europe, de nombreux auteurs confirment cette relation (Raetzo-Brulhart, 1997 ; Schuster et Wieczorek, 2002). Dès les années 1930, en Ukraine, Lichkov (1938) montre une relation statistique significative entre les précipitations hivernales, la fusion du manteau neigeux et l'instabilité de 350 glissements de terrain superficiels. Ce phénomène a également été observé dans le centre de l'Italie où 4233 glissements de terrain superficiels ont été recensés le 1er janvier 1997 suite à une hausse brutale de la température entraînant une fusion rapide du manteau neigeux (Cardinali et al., 2000 ; Guzzetti et al., 2002 ; Guzzetti et al., 2006 ; Galli et Guzzetti, 2007).

Plus récemment en République Tchèque, 90 glissements de terrain superficiels se sont déclenchés à la fin du mois de mars 2006 suite à un dégel rapide du manteau neigeux, consécutif à des précipitations exceptionnelles (Bill et Muller, 2008).

A l'échelle du bassin versant du Riou Bourdoux et de la moyenne vallée de l'Ubaye, des travaux antérieurs ont montré l'existence d'une relation entre les précipitations hivernales, la fonte rapide du manteau neigeux et les phases de réactivation des glissements. Par exemple, le déclenchement du glissement de terrain-coulée de La Valette en Mars 1982 fait suite à des précipitations et une fonte du manteau neigeux (Malet, 2003 ; Malet et al., 2005). Flageollet (1999) précise que la fusion de la couche de neige épaisse qui se forme durant les mois froids de décembre et mars s'ajoute à l'effet des pluies printanières abondantes pour expliquer l'instabilité des versants. Dans le cas des glissements coulées, Malet et al. (2003, 2005) soulignent le rôle fondamental des précipitations soutenues, du gel/dégel mais aussi de la fusion du manteau neigeux. Dans les marnes noires, malgré la faible évapotranspiration en hiver, la circulation de l'eau dans les fissures, en particulier lors de la fonte des neiges, favorise la pression interstitielle, à l'origine de l'initiation des mouvements de terrain (Mathewson et al., 1990 ; Van Asch et Van Steijn, 1991).

6. La validité de la cartographie prédictive de l'aléa

La reconstruction de l'extension spatiale des réactivations des glissements de terrain au moyen d'une approche dendrogéomor-

phologique est récente (Corominas et Moya, 2010). Dans la moyenne vallée de l'Ubaye, la dendrogéomorphologie a permis de cartographier précisément les réactivations passées, les périodes de retour et la probabilité de réactivation des glissements de terrain du Pra Belton, des Aiguettes, du Bois Noir et des Davids-Bas. Pour cela, les séries de croissance de 753 arbres perturbés (figure 117) ont été analysées. L'approche a permis (i) d'obtenir une cartographie à haute résolution de 50 phases de réactivation passées, pour la plupart non recensées dans les archives historiques, et donc d'extension spatiale inconnue.

Cette information a ensuite été convertie (ii) en cartographie de la période de retour, en utilisant les périodes de retour individuelles de chaque arbre. En assumant l'hypothèse de paramètres climatiques et géomorphologiques stables dans le futur, cette période de retour a été transformée (iii) en probabilité de réactivation au moyen d'une loi de probabilité de Poisson (Guzzetti et al., 2005). Une cartographie des probabilités de réactivation a ainsi été obtenue à l'échelle du glissement de terrain pour des intervalles de temps compris entre 5 et 100 ans.

Ces cartes permettent de quantifier localement le risque de réactivation et de proposer un zonage à haute résolution (précision décimétrique) des secteurs les plus propices à l'instabilité. Cette approche permet de proposer une probabilité de réactivation, sans analyse préalable de la susceptibilité (Corominas and Moya, 2008).

Ainsi, sur le glissement de terrain du Pra Belton, la partie centrale du corps du glissement présente une période de retour faible.

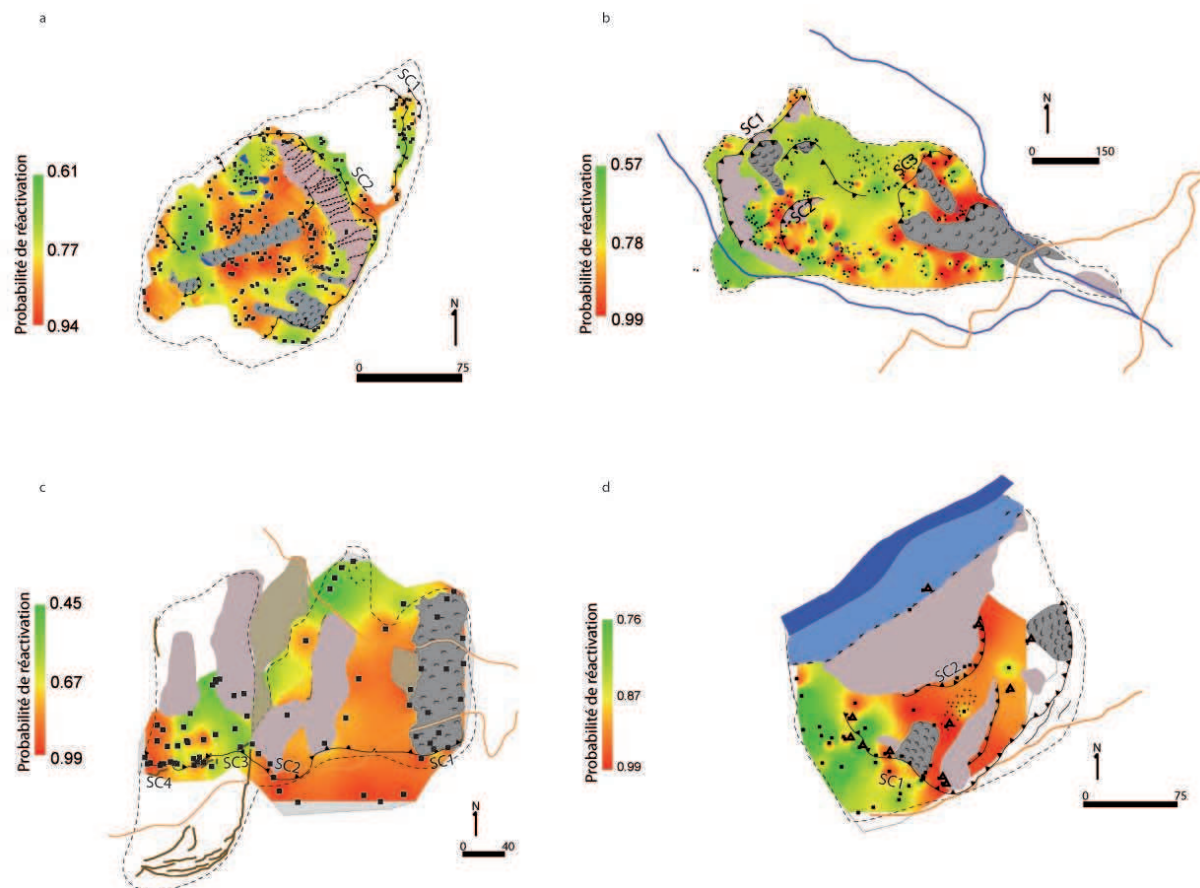


Figure 117. La cartographie de la probabilité de réactivation à l'horizon 2110 pour les glissements de terrain du Pra Bellon (a), des Aiguettes (b), du Bois Noir (c) et des Davids-Bas (d) .

Cette période de retour correspond à une probabilité de réactivation supérieure à 90 % dans les 100 prochaines années. Sur le glissement de terrain des Aiguettes, le front du glissement présente une probabilité de réactivation de 0.99. Elle est seulement de 0.6 en amont de SC1. Sur le glissement de terrain du Bois Noir, les probabilités élevées (supérieures à 0.9) sont concentrées au niveau de l'escarpement principal. Elles sont plus faibles (de l'ordre de 0.45) en front du glissement. Sur le glissement des Davids-Bas, le secteur situé entre SC1 et SC2 présente les probabilités de réactivation les plus hautes. Récemment, les glissements de terrain du Pra Bellon et des Aiguettes ont fait l'objet d'une cartographie qualitative de l'aléa, à haute ré-

solution (Utasse, 2009). Elle repose sur le croisement d'informations existantes (cartes topographiques, géologiques, photographies aériennes,...) et d'observations personnelles. Cette cartographie prend en compte : (i) le type de glissement, (ii) la géologie du site, (iii) les différents traits morphologiques caractéristiques (escarpements, dépôts, replat,...), (iv) l'hydrographie, (v) la végétation, (vi) la présence d'ouvrages anthropiques et (vii) la pente. Les données récoltées sont ensuite traduites en un zonage qualitatif de l'aléa. Ainsi, à l'échelle du glissement, il est possible de différencier les secteurs stables (aléa nul), des secteurs très propices aux déclenchements (aléa fort) (Thiery, 2007 ; Utasse, 2009). A l'échelle du glissement de terrain des

Aiguettes (**figure 118**), de manière générale, le rendu cartographique du degré de l'aléa (**figure 118, a**) est similaire à la cartographie des probabilités de réactivation obtenue à partir d'une approche dendrogéomorphologique (**figure 118, b**). Par exemple, la caractérisation de l'aléa des secteurs SC2 et SC3 est analogue entre les deux cartes. L'une, traduit ces secteurs en aléa fort, l'autre quantifie une probabilité d'occurrence proche de 1, au cours des 100 prochaines années.

Sur le glissement de terrain du Pra Bellon, l'analogie entre les deux cartographies, est moins bonne. La surface caractérisée par un

aléa fort (**figure 118, c**) ne coïncide pas avec les probabilités de réactivation les plus élevées (**figure 118, d**). A l'échelle du glissement, l'aléa fort est limité aux coulées récentes. En revanche, l'approche dendrogéomorphologique démontre que la totalité du corps du glissement du Pra Bellon est active.

Ces cartographies reposent sur un échantillonnage exhaustif et nécessitent un investissement important lors des phases de prélèvements et de traitements des échantillons. La quantification des probabilités de réactivation basées sur des chroniques his-

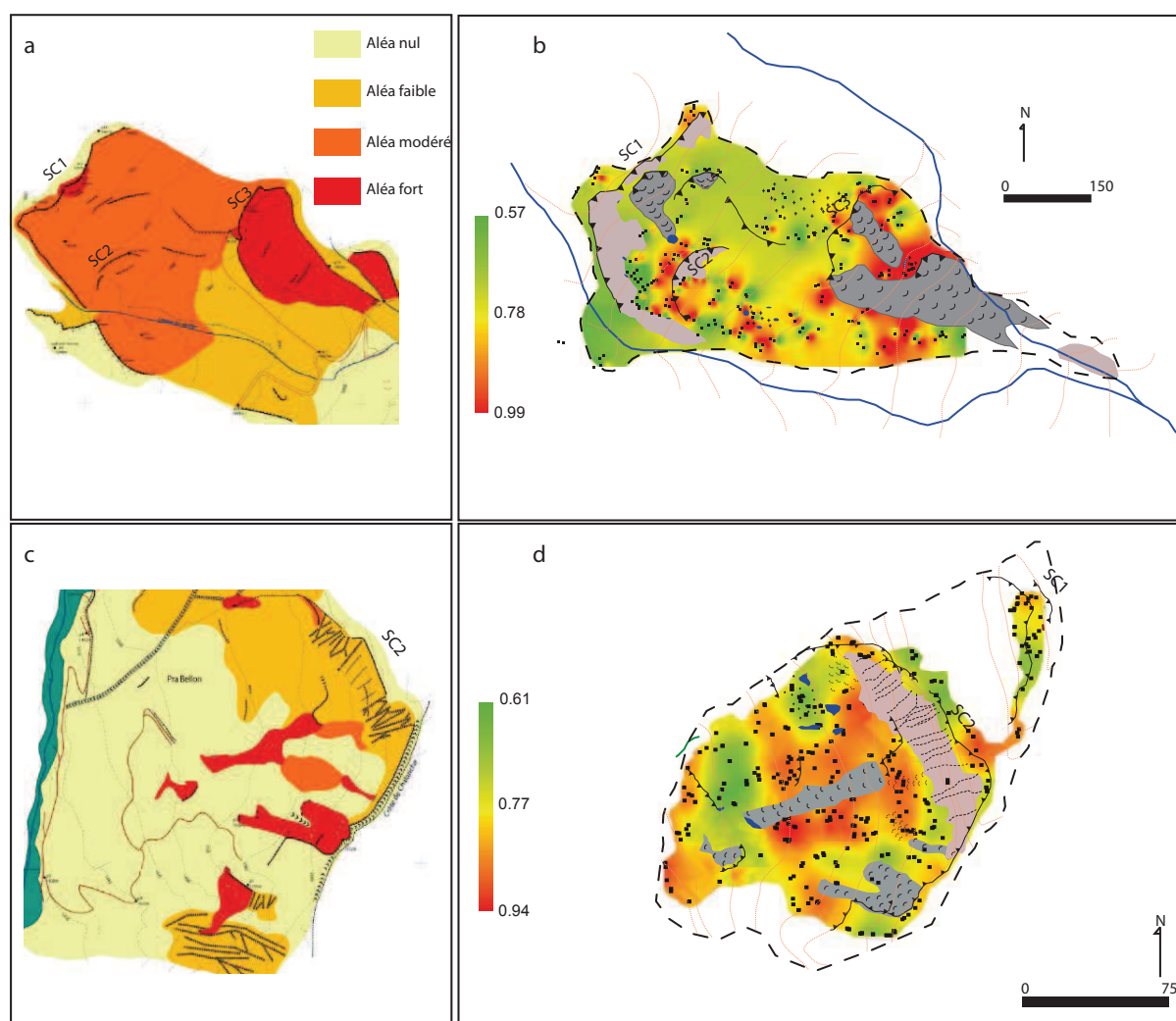


Figure 118. Cartographie qualitative de l'aléa (a, c) et de la probabilité de réactivation à l'horizon 2110 (b, d) pour les glissements de terrain des Aiguettes (a, b) et du Pra Bellon (c, d).

toriques très détaillées, tant sur le plan spatial que temporel, est innovante. Elle diffère des méthodes conventionnelles qui combinent des approches statistiques et/ou physiques (Corominas et Moya, 2008 ; Jaiswal et al., 2011). La majorité des travaux antérieurs portent essentiellement sur la réalisation de carte de susceptibilité à petite échelle et fournissent donc une information peu précise concernant les secteurs soumis à l'instabilité (voir Brabb, 1984 ; Guzzetti et al., 2005 ; Miller, 2011). Peu d'auteurs proposent une cartographie de la probabilité de réactivation à l'échelle du glissement de terrain (Lips et Wieczorek, 1990 ; Coe et al., 2000 ; Guzzetti et al., 2005). L'approche présentée dans cette thèse permet de quantifier les probabilités de réactivation estimée directement à partir de la période de retour des événements. Les principales limites de cette approche repose dans l'utilisation du modèle de probabilité de Poisson, qui suppose entre autres que:

(i) les phases de réactivation qui se produisent dans un intervalle de temps et dans un espace donné sont indépendantes des phases de réactivation survenant dans un intervalle de temps et dans un espace différent (Coe et al., 2000),
 (ii) la distribution de la probabilité d'occurrence d'une phase de réactivation reste la même pour tous les intervalles de temps fixé.
 En réalité, les événements, ne sont probablement pas indépendants et ne se produisent pas au hasard (Coe et al., 2000). Par exemple, la réactivation d'un glissement de terrain peut modifier les conditions topographiques et donc les probabilités de réactivation,
 (iii) le changement d'utilisation des sols, l'évolution des conditions climatiques locales et régionales ou de la mise en œuvre de

mesures de protection contre le glissement de terrain peuvent également modifier la période de retour (Chleborad et al., 2006).

Néanmoins, le modèle de Poisson représente l'une des méthodes les plus adaptées pour l'étude de glissement de terrain où aucune information n'est disponible (Coe et al., 2000). Dans de telles circonstances, il fournit une bonne estimation de la probabilité d'occurrence des phases de réactivation dans le futur (Coe et al., 2000).

Conclusion générale

Conclusion générale

En raison d'une pression humaine toujours plus forte en montagne et des enjeux économiques de plus en plus importants, il est devenu indispensable d'améliorer nos connaissances sur la prévision des glissements de terrain à l'échelle locale, mais aussi, régionale.

Dans cette thèse, l'approche dendrogéomorphologique a démontré son potentiel pour la reconstruction des phases de réactivation de 13 glissements de terrain superficiels forestiers. A partir de l'information contenue dans 978 arbres perturbés, 91 phases de réactivation ont été reconstruites depuis 1866. De nombreuses phases de réactivation qui, jusqu'à présent, étaient absentes des archives historiques ont pu être reconstruites et précisément cartographiées. Malgré les limitations liées à l'âge du peuplement, les chroniques de chacun des glissements de terrain étudiés ont pu être significativement prolongées et précisées.

Par ailleurs, certaines phases de réactivation ont été datées avec une précision saisonnière en utilisant la position du bois de compression à l'intérieur du cerne. Cette précision accrue, a permis d'affiner la relation entre réactivation des glissements et cumuls de précipitations mais également de proposer des seuils de réactivation. Ainsi, à l'échelle de la moyenne vallée de l'Ubaye, il a été démontré que des précipitations hivernales extrêmes causent de nombreuses réactivations de glissements de terrain superficiels. D'un point de vue spatial, les cartographies obtenues sont validées par l'analyse diachronique et l'obser-

vation des photos aériennes. A l'échelle locale, le couplage à un modèle probabiliste, permet de proposer des cartographies, à haute résolution, des probabilités de réactivation. Ces documents constituent des outils de diagnostic particulièrement intéressants dans le cadre de l'élaboration d'un zonage réglementaire ou pour la programmation d'opérations d'aménagement, par exemple.

Perspectives de recherche

Ce travail a permis de valider l'utilisation de l'approche dendrogéomorphologie pour la reconstruction, la cartographie et la compréhension de l'aléa glissement de terrain : plusieurs questions et suggestions peuvent être formulées concernant les perspectives de recherches dans le futur.

Propositions d'ajustements méthodologiques

La moyenne vallée de l'Ubaye constitue un site exceptionnel pour la recherche sur les mouvements de versants et les glissements de terrain en particulier. Cependant, malgré l'importance des mouvements de versant dans la vallée, nous n'avons pas réussi à trouver un glissement superficiel forestier, précisément documenté, de manière continue.

Dès lors, et malgré les validations directes, obtenues à partir des archives iconographiques et indirectes, par recoupement des archives historiques à l'échelle de la vallée, on peut s'interroger sur la fiabilité de la chronique dendrogéomorphologique. Plusieurs auteurs (Corona et al., soumis) ont montré que les chroniques dendrogéomorphologiques sous-estimaient la fréquence des

processus étudiés. Pour les avalanches, par exemple, cette sous-estimation est de l'ordre de 40 à 50%. Pour les glissements de terrain, cette proportion reste inconnue. Dans le futur, il est donc indispensable de valider la méthode sur un glissement de terrain bien documenté. Il sera possible de quantifier l'écart entre la fréquence de réactivation réelle et la fréquence reconstruite. D'autre part, la mise en œuvre de la méthode sur un site documenté permettra de discuter d'une taille d'échantillonnage optimale et d'optimiser les seuils utilisés pour la reconstruction (nombre de PC et indice It).

L'évaluation de la qualité de l'indicateur saisonnier

La position intra-cerne du bois de compression a été utilisée pour dater les phases de réactivation avec une résolution saisonnière.

Pour évaluer un éventuel délai entre le basculement et la formation du bois de compression, des expérimentations in-situ sont actuellement en cours.

Sur le site de Vaujany (Isère, France), 20 jeunes *P. abies* ont été artificiellement basculés en juin 2009 (**figure 119**). Plusieurs angles d'inclinaison ont été choisis dans le but de reproduire les conditions de croissance d'un arbre perturbé par un mouvement de masse. Afin d'observer la réaction anatomique qui se produit suite au basculement (un délai de plusieurs années est nécessaire), ces arbres seront abattus en 2014. Une analyse de tiges permettra de mettre en évidence la dispersion latérale et longitudinale du bois de compression dans la tige. Trois autres séries de *P. abies* seront basculées artificiellement au cours de l'année 2012, respectivement, durant la période de dormance, en début et en fin de période végétative. Compte tenu des observa-



Figure 119. jeunes *P. abies* basculés artificiellement, site de Vaujany (Isère, France).

Conclusion générale

tions réalisées au cours de ce travail, l'objectif sera de quantifier la variabilité du délai de croissance en fonction de la période de basculement.

L'utilisation de nouveaux indicateurs

Compte-tenu de la localisation géographique des sites d'étude, les principales essences utilisées pour la reconstruction de l'activité des glissements de terrain sont *P. uncinata* et *L. decidua*.

Des études ont montré le potentiel important des feuillus pour la reconstruction spatio-temporelle de l'activité des mouvements de masse (Fantucci et MCCord, 1995 ; Stefanini, 2004). Dans le futur, l'utilisation d'autres essences et notamment les feuillus est donc envisagée.

L'utilisation de l'information contenue dans les racines déchaussées laisse entrevoir des perspectives intéressantes, concernant une précision accrue des reconstructions. Les variations anatomiques qui se produisent dans les racines déchaussées ont cependant été peu utilisées dans ce travail. Dans le futur, des prélèvements systématiques devraient permettre d'améliorer considérablement les connaissances sur le fonctionnement local des escarpements, notamment. Cet indicateur offre également des perspectives pour la quantification des vitesses de recul de ces escarpements.

Enfin, la chronique temporelle limitée aux 150 dernières années, ne permet pas d'observer un éventuel impact du changement climatique sur la fréquence et / ou l'intensité des glissements de terrain. Des glissements de terrain colonisés par des arbres pluri-centenaires

permettraient de cerner précisément l'impact des fluctuations climatiques sur les réactivations.

Les perspectives en matière de zonage

L'étude réalisée dans la moyenne vallée de l'Ubaye prouve que la dendrogéomorphologie peut constituer, à l'avenir, un outil fiable et robuste en matière de zonage. L'approche probabiliste des phases de réactivation développée dans cette thèse, offre des perspectives très intéressantes en matière de cartographie. Cependant, la nécessité d'un échantillonnage exhaustif, le temps de préparation des échantillons, puis l'interprétation des résultats, peut devenir une contrainte dans le cadre d'une expertise. Il est donc indispensable de développer de nouvelles techniques dans le but de réduire le rapport cout-travail des experts. A cet effet, l'utilisation d'un résistographe (Rinn et al., 1996) pour la mise en évidence des PC utilisées en dendrogéomorphologie est en cours d'évaluation (**figure 120**). D'abord conçu pour l'expertise phytosanitaire préventive afin de détecter in situ, la présence d'altérations ou de cavités, de densités faibles à nulles, au niveau d'arbres sur pied ou de bois de construction, cet appareil traduit les variations de résistance de forage d'une aiguille en valeur de densité (**figure 122, a**). Les résultats préliminaires qui suivent sont encourageants (Lopez Saez et al, 2010). Ils ont montré notamment le potentiel de l'appareil pour la mise en évidence du bois de compression et du tissu calleux, caractérisés par une réponse densitométrique élevée (**figure 120, b**).

Conclusion générale

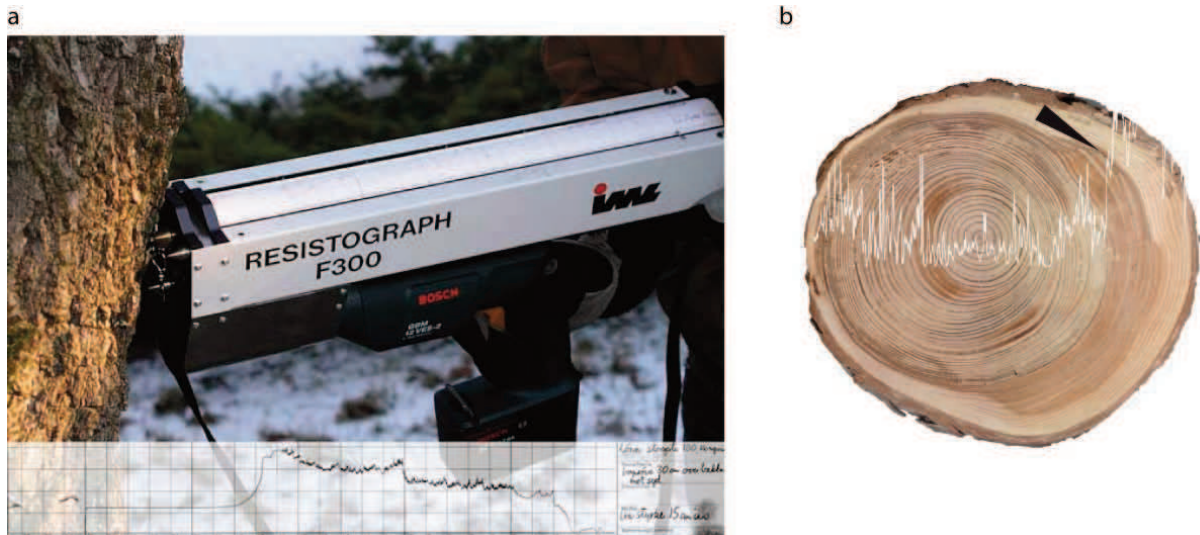


Figure 120. Résistographe IML Rési F300 (a) et réponse densitométrique d'une rondelle de *L. decidua* (b).

L'appareil, facilement maniable, qui fonctionne sur batterie, peut mesurer la résistance d'une centaine d'arbres par jour. Le signal densitométrique devient anormalement élevé lorsque l'aiguille pénètre du bois de compression (flèche noire).

Ces résultats, qui doivent être répliqués à l'avenir, montrent également que l'utilisation conjointe du résistographe et de la dendrogéomorphologie permet d'obtenir une cartographie rapide des secteurs soumis à l'aléa.

L'UTILISATION DE LA RESISTOGRAPHIE EN DENDROGEOMORPHOLOGIE RETOUR D'EXPERIENCES

USE OF RESISTOGRAPH IN DENDROGEOMORPHOLOGY FEEDBACK

JÉRÔME LOPEZ SAEZ¹, CHRISTOPHE CORONA¹, FRÉDÉRIC BERGER¹, MARKUS STOFFEL²

¹ Cemagref UR EMGR, 2 rue de la Papeterie, B.P. 76, F 38402 Saint Martin-d'Hères cedex.

² Laboratory of Dendrogeomorphology, Institute of Geological Sciences,
University of Berne, Baltzerstrasse 1 + 3, CH 3012 Berne.

Contact: jerome.lopez@cemagref.fr

RÉSUMÉ

Le résistographe convertit en densité relative la résistance au forage d'une aiguille. Il a été testé pour tenter de mettre en évidence une réponse densitométrique particulière des cernes diagnostics utilisés en dendrogeomorphologie. Des mesures micrométriques traditionnelles et des forages résistographiques ont été réalisés sur quinze rondelles de mélèzes, impactées ou non, issues d'un dépôt avalancheux. Les paramètres de densité et de largeur de 613 cernes délimités sur les profils résistographiques ont été calculés. La matrice obtenue a été traitée au moyen d'une analyse en composantes principales qui fait ressortir la densité anormalement élevée des bois de réaction ou de compression et des tissus calleux de cicatrisation. La grille de lecture simplifiée issue de l'ACP fournit des critères d'identification probabilistes des perturbations au sein d'un signal densitométrique. L'utilisation conjointe du résistographe et de cette grille offre des perspectives en matière de spatialisation de l'enveloppe avalancheuse et de cartographie de l'aléa.

MOTS-CLÉS : RESISTOGRAPHE, MICROMÉTRIE, DENDROGÉOMORPHOLOGIE, DENSITÉ, AVALANCHES.

ABSTRACT

The resistograph device measures the drill resistance of a fine needle as it penetrates wood. It was investigated for rapid assessment of relative wood density of particular tree-rings used in dendrogeomorphology. Ring width and resistographic measurements were performed on 15 disc stems (cross sections) of *Larix decidua* from an avalanche talus. 11 stems showed visible signs of past avalanche impacts; 4, no obvious avalanche damage. Resistographic profiles were processed to determine width and density parameters of 613 tree rings. The data set, simplified using a Principal Component Analysis, highlights the abnormal density of reaction wood, compression wood and overgrowing callous tissue. The simplified assessment grid coming from PCA provides probability benchmarks to identify disturbances in a densitometric signal. The combined use of grid and resistograph offer prospects for spatialization and cartography of avalanche hazards.

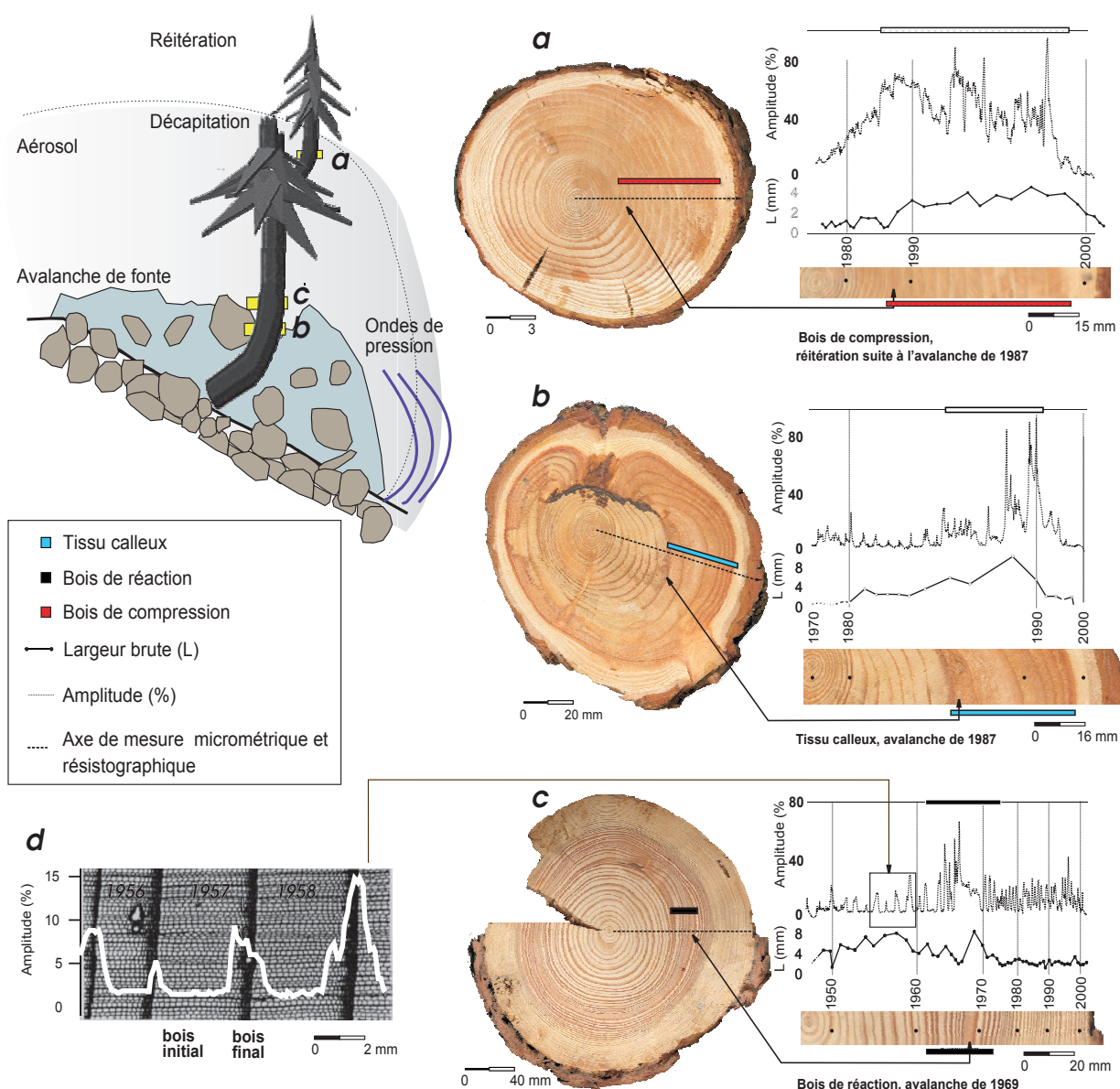
KEYWORDS: RESISTOGRAPH, RINGWIDTH MEASUREMENT, DENDROGEOMORPHOLOGY, DENSITY, AVALANCHES.

INTRODUCTION

La dendrochronologie repose sur l'analyse des cernes considérés comme des enregistrements des variations de croissance de l'arbre en condition naturelle. Le cerne est l'anneau de bois produit par le cambium au cours d'une année de végétation. Pour les résineux, le cerne est composé de bois initial clair et de bois final foncé. Le bois initial est formé de grandes cellules à parois minces, lui conférant une faible densité et une couleur claire. Le bois final est composé de cellules à parois épaisses, généralement plus petites, qui lui donnent une densité supérieure et une couleur

foncée (Figure 1). Le comptage des cernes donne de façon objective et précise l'âge d'un échantillon d'individus. La mesure des cernes permet de comparer la production d'un individu à un autre.

La dendrogéomorphologie, subdivision de la dendrochronologie, a été développée dans les années 70 (Alestalo, 1971). Elle fournit des méthodes pour reconstituer des événements géomorphologiques passés tels que les avalanches (Rayback, 1998), les laves torrentielles (Stoffel *et al.*, 2005), les glissements de terrain (Stefanini, 2004), les mouvements de



glaciers (Bachrach *et al.*, 2004) et les chutes de blocs (Stoffel, 2006). Elle repose sur l'identification de perturbations de croissance – cicatrices, rejets, étage – à l'origine de la formation de cernes diagnostics de densité anormale (Figure 1). La présence de bois, jaune ou brun rouge, à cellules denses et à cloisons épaisses, appelé bois de réaction, est, par exemple, révélatrice d'un impact. L'existence d'un bourrelet constitué de tissu calleux à forte densité traduit la cicatrisation de la zone cambiale suite à une blessure (Stoffel, 2006).

Traditionnellement, l'identification de ces cernes est simplement visuelle, par lecture directe sur les échantillons prélevés. La lourdeur des méthodes de mesure de la densité en laboratoire, méthode volumétrique ou microdensitométrie à rayons X (Cown et Clement, 1983) est incompatible avec une étude dendrogéomorphologique dont la représentativité spatio-temporelle

repose, en général, sur plusieurs centaines de prélèvements (Stoffel *et al.*, 2005). Des instruments de terrain non destructifs tels que le torsiomètre (Polge et Keller, 1970) ou le pénétromètre de type Pilodyn (Sprague *et al.*, 1983) existent. Ils ne permettent cependant qu'une mesure relative, très localisée, limitée aux cernes périphériques et connaissent des dérives liées, notamment, à l'épaisseur variable de l'écorce. Le résistographe (Rinn *et al.*, 1996) offre une méthode alternative. Conçu pour l'expertise phytosanitaire préventive afin de détecter *in situ* la présence d'altérations ou de cavités, de densités faibles à nulles, au niveau d'arbres sur pied ou de bois de construction, il traduit les variations de résistance de forage d'une aiguille en valeur de densité. Nous l'avons testé à des fins dendrogéomorphologiques pour tenter de mettre en évidence une réponse densitométrique particulière des cernes diagnostics.

I - MATÉRIEL ET METHODES

Les prélèvements utilisés sont issus d'une étude dendrogéomorphologique réalisée au cours de l'été 2004 sur le dépôt d'avalanches Pierres Jean Jeanne (massif de l'Oisans, Alpes du Nord, France). De forme conique, d'une longueur de 800 m, d'une surface de 49 ha et d'un dénivelé de 400 m (1300-1700 m), ce dépôt est dominée par une corniche de 500 m de gneiss indifférenciés constituant l'assise du massif de la Meije au sud de Villar d'Arène. Il a été retenu pour plusieurs raisons :

- un fonctionnement avalancheux dominant avéré par la mise en évidence de la segmentation des profils de pente et du granoclassement longitudinal caractéristique (Francou et Manté, 1990) ;
- la présence de mélèzes d'Europe (*Larix decidua* Mill.) de morphologies variées, portant les traces d'impacts utilisables pour une reconstitution d'une chronologie avalancheuse ;
- une documentation historique satisfaisante (Enquête Permanente sur les Avalanches – EPA – seulement depuis 1970).

Au total, 234 arbres ont été échantillonnés. Les arbres les plus gros ont été sondés à la tarière de Pressler, à une hauteur moyenne de 100 cm, perpendiculairement à la courbe de niveau ; 170 rondelles ont été prélevées sur les arbres morts ou impactés dont l'avenir était compromis et/ou ne présentant plus de qualité sylvicole. Les échantillons ont été soigneusement poncés en laboratoire. L'examen visuel des cicatrices et du bois de réaction a permis de déterminer avec certitude 13 années avalancheuses pour lesquelles le nombre d'impacts est élevé : 1914, 1922, 1924, 1927, 1940, 1943, 1953, 1955, 1969, 1974, 1981, 1988, 1994 (Corona, 2007). Quinze rondelles issues de cette campagne de prélèvements ont fait l'objet de mesures résistogra-

phiques (Figure 2). Cinq rondelles présentent, suite à un impact avalancheux, des séquences de bois de réaction d'une durée de deux à cinq ans (50 cernes au total). Trois, prélevées sur des rejets de croissance consécutifs à une décapitation, sont constituées essentiellement de bois de compression (67 cernes). Trois sont caractérisées par la présence d'un bourrelet de cicatrisation (16 cernes). Quatre échantillons témoins ne présentent aucune perturbation. Au total, 613 cernes ont été mesurés au moyen d'un micromètre électronique de type Lintab montée sous une loupe binoculaire reliée à un ordinateur (précision 1/100 mm). Afin de comparer les patrons de croissance des arbres entre eux, les séries de largeurs brutes de chacun des échantillons ont été linéarisées à l'aide de modèles de régression linéaire, quadratique ou cubique.

Les largeurs des cernes sont alors transformées en indices I_c (largeur mesurée/largeur prévue par le modèle de régression) (Astrade *et al.*, 1998). L'interdatation, qui consiste à attribuer à chaque cerne l'année exacte de sa formation, a été réalisée grâce à la méthode des cernes caractéristiques. Les cernes étroits de 1962, 1972, 1983, 1986 et les cernes larges de 1955, 1981, 1988 et 1993 de la chronologie de référence, établie sur le dépôt avalancheux, à partir d'arbres sains (Corona, 2007) ont été utilisés comme cernes diagnostics. Le cerne le plus ancien de l'échantillon date de 1943, celui du plus jeune de 1987 (figure 2).

Le profil résistographique de chacune des rondelles a été mesuré selon un axe identique à celui de la micrométrie à l'aide d'un résistographe (Rinn *et al.*, 1996) de type « IML Resi F400 ». L'instrument est composé d'une unité de forage et d'un module de stockage (Figure 3). Une aiguille de 1,5 à 3 millimètres de diamètre est introduite à vitesse constante dans le bois. La

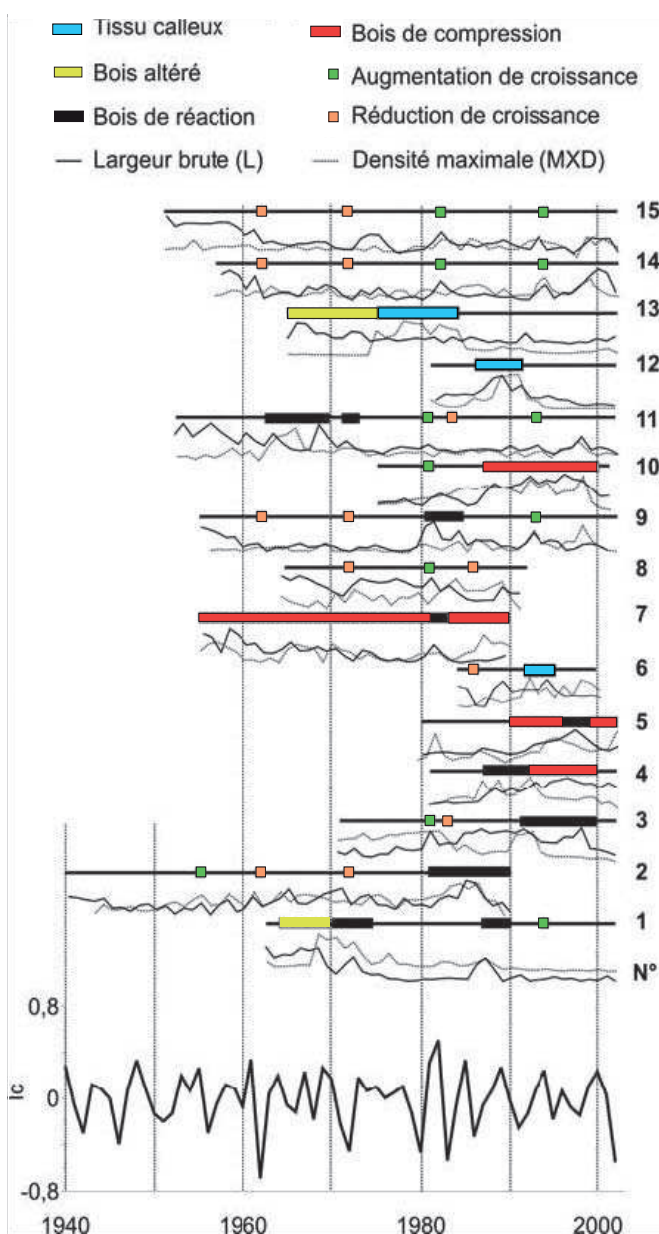


Figure 2 - Types de bois, variation de l'indice de largeur (I_c) et de la densité des cernes de 15 mélèzes (*Larix decidua* Mill.) sur dépôt avalancheux.

consommation de l'unité de forage et l'amplitude de la résistance au forage sont mesurées électroniquement tous les dixièmes de millimètres et converties en densité relative. Les variations de densité intra et inter-annuelles sont affichées à l'échelle 1:1 sur une bande de papier cirée au moyen d'un stylet pour une lecture directe. Elles sont également stockées sous forme numérique dans le module électronique et peuvent être traitées au moyen du logiciel FTools (Instrumenta Mechanik Labor GmbH).

Pour atteindre l'objectif fixé, il convient de délimiter chaque cerne sur le profil résistographique et de lui attribuer les paramètres de densité qui lui correspondent. Cette délimitation a été réalisée au moyen de FTools. Afin de détecter des erreurs ponctuelles de comptage, un coefficient de corrélation, r de Pearson, a été calculé entre les séries individuelles de largeur de cernes issues de l'analyse micrométrique et celles issues de la mesure résistographique. La significativité de ce coefficient a été testée au moyen du test de Bravais Pearson avec un risque d'erreur (α) fixé à 5%.

La largeur (L en mm), la densité maximale (MXD en %) et la variance intra-cerne (VARD), qui intègre conjointement l'amplitude et la dispersion des valeurs de densité intra-cerne, ont ensuite été déterminées pour chaque cerne. Afin de faire ressortir les cernes de largeur anormale, les séries individuelles brutes de largeurs de cernes ont également été standardisées, en indices de croissance, en enlevant les variations de basses et moyennes fréquence au moyen d'une moyenne mobile pondérée d'ordre 3 (MMP3 en %) (Petitcolas, 1998).

La matrice de données obtenue a été traitée au moyen d'une analyse multifactorielle en composantes principales (ACP). Une classification ascendante hiérarchique a été réalisée sur les coordonnées des individus projetées sur les composantes principales F1 et F2. Basée sur le critère d'agrégation de Ward, qui minimise la perte d'inertie entre deux étapes, cette classification permet d'établir une typologie des cernes en fonction des variables choisies. Une grille de lecture simplifiée du signal densitométrique, est obtenue à partir des ellipses à 80% de confiance de chacune des classes identifiées. Basée sur la largeur et la densité maximale, elle permet une identification probabiliste des perturbations au sein de ce signal.



Figure 3 - Unité de forage du résistographe "IML Resi F400".

II - RÉSULTATS

Les rondelles sans perturbation ont un signal résistographique régulier sur lequel chaque cerne est identifiable. Le coefficient de corrélation (r) entre la série de largeur de cernes mesurée au moyen du micromètre et celle extrapolée du signal densitométrique atteint, en moyenne, 0,85 (de 0,71 à 0,96) pour les quatre échantillons témoins ($n^{\circ}8, 9, 14, 15$). Ces valeurs sont statistiquement significatives au seuil $\alpha=0,05$ même si le nombre de cernes est systématiquement sous-estimé (Figure 4). Ce paradoxe s'explique par la position des cernes omis situés aux extrémités de la série, à proximité de l'écorce ou de la moelle. De nombreuses omissions dans la détection des cernes pour huit des onze échantillons perturbés conduisent à une corrélation faible non significative sur le plan statistique entre les séries. Afin de pallier cette difficulté, pour ces huit rondelles, les cernes ont été repositionnés sur le signal résistographique en utilisant les largeurs issues de la micrométrie.

Le plan factoriel décrit par les composantes principales F1 et F2 de l'ACP explique 78,4% de la variance totale de l'échantillon (Figure 5). Les variables relatives à la densité, variance intra-cerne et MXD, contribuent positivement à F1, à hauteur respective de 34,65 et 32,7%. Les largeurs de cernes, brutes ou standardisées par une moyenne mobile d'ordre 3 (MMP3), expliquent 36,1 et 31,4% de la variance contenue dans F2. Le dendrogramme issu de la classification ascendante hiérarchique agrège les individus en 6 classes, au niveau de la troncature 35, nommées C1 à C6. Sur le plan anatomique, C1, C2, C3, agrègent essentiellement des cernes sains caractérisés par une densité maximale faible

(médiante inférieure à 20%) et une variance intra-cerne quasi nulle. La distinction inter-classes repose sur l'indice de croissance et la largeur de cernes. Quinze cernes larges (médiante supérieure à 6 mm) et d'indice de croissance fort (MMP3 médiane >180%), constituent C1. Trois sont datés de 1981, trois de 1988, deux de 1993. Ces années de forte augmentation de croissance sont les repères chronologiques utilisés pour l'interdatation. Elles correspondent à des conditions climatiques favorables. Au cours de l'année précédant l'année de formation du cerne ($n-1$), les étés frais et humides sont suivis d'automne chauds et arrosés au cours de l'année précédant l'année de formation du cerne ($n-1$). Au cours de l'année de formation du cerne (n), les hivers et les printemps sont humides (Corona, 2007). Les classes 2 et 3 sont composées respectivement de 91 et 340 cernes, dont plus de 80% de cernes sains, de MMP3 inférieure à 125% et d'une largeur médiane de 1 mm (C3) à 3 mm (C2). Trente trois cernes diagnostics, ont cependant été associés à C2, 8 sont constitués de bois de réaction, 6 de bois altéré et 19 de bois de compression. Sur un total de 34 cernes diagnostics adjoints à C3, 20 correspondent à du bois de compression, 7 à du bois de réaction, 4 à du bois altéré et trois à du tissu calleux. Sur le plan anatomique, C4, C5 et C6 sont constitués de 56 cernes indicateurs d'une perturbation sur un total de 77. Ces trois classes se distinguent des précédentes par une MXD élevée (MXD médiane >40%) et une VARD importante (VARD médiane >100). C4 se différencie nettement de C5 et C6 par sa densité maximale (MXD médiane >90%) et sa variance (VARD médiane >300). Treize individus, dont six constitués de bois de réaction

N°	Nombre de cernes		Ecart (N2 - N1)	Coefficient de corrélation R (Pearson)	p value Pearson (95%)	Perturbations anatomiques
	Micrométrie (N1)	Résistographie (N2)				
1	41	37	-4	0,67	<0,0001	réaction
2	48	40	-8	-0,08	0,572	réaction
3	35	23	-12	0,12	0,586	réaction
4	24			Signal bruité		réaction
5	30	24	-6	0,88	<0,0001	compression
6	17	11	-6	0,08	0,512	tissu calleux
7	42	43	1	0,24	1,122	compression
8	27	28	1	0,71	<0,0001	absence
9	64	64	0	0,96	<0,0001	absence
10	31	20	-11	-0,28	0,225	compression
11	56	47	-9	0,62	<0,0001	réaction
12	38	26	-12	0,04	0,812	tissu calleux
13	40	33	-7	0,011	0,964	tissu calleux
14	59	51	-8	0,73	<0,0001	absence
15	61	56	-5	0,85	<0,0001	absence

Figure 4 - Corrélation entre les séries de largeur de cernes issues de la micrométrie et de la résistographie.

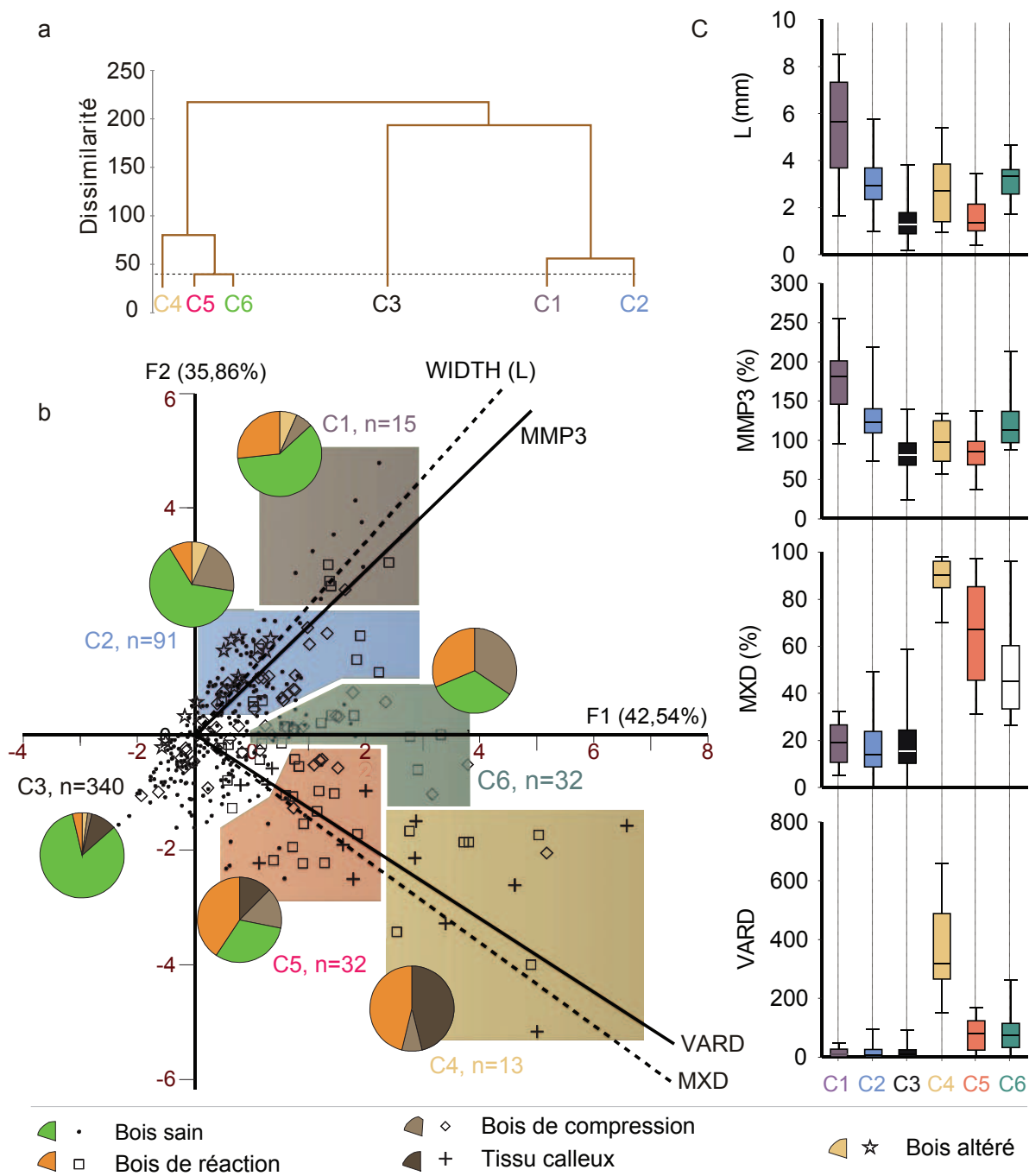


Figure 5 - Principaux résultats de l'analyse multivariée :
 a) classification Ascendante Hiérarchique ;
 b) analyse en Composantes Principales ;
 c) caractéristiques (L, MMP3, MXD et VARD) des classes identifiées.

et six de tissu calleux, de variance et de densité maximale fortes, s'agrègent au sein de cette classe. Plus de 60% de cernes diagnostics forment les classes 5 et 6 (32 individus chacune). Le bois de réaction (13 individus) est dominant dans C5. Les cernes sains et ceux constitués de bois de réaction ou de compression se partagent C6 à parts égales.

Du point de vue temporel, 20 perturbations de croissance intégrées à C4, C5 et C6 correspondent aux années avalancheuses, 1974-1975, 1981-1982, 1987-1988 et 1993-1994 caractérisées notamment par des intensités neigeuses élevées et une stratification du manteau neigeux favorables au déclenchement d'avalanches de plaques (Corona, 2007). Par comparaison,

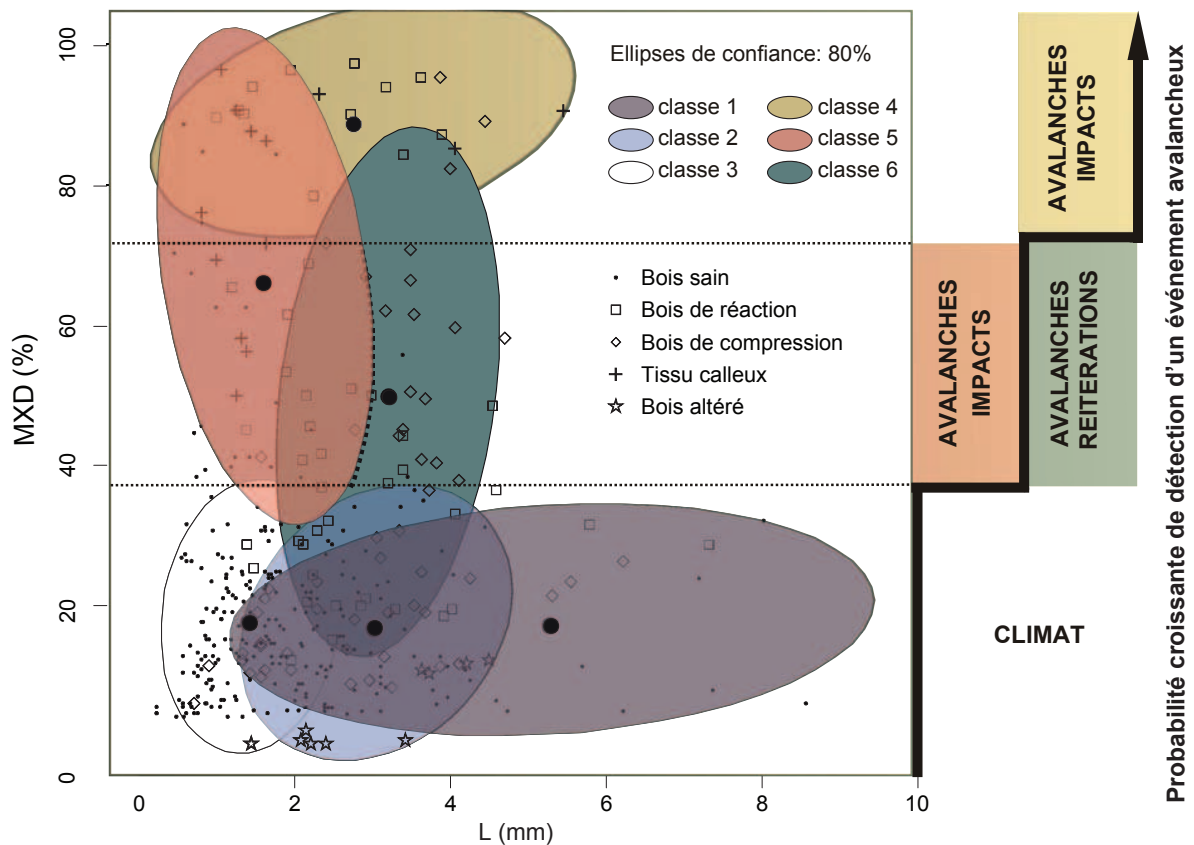
ces perturbations n'apparaissent qu'à 12 reprises dans C1, C2 et C3.

La projection des ellipses à 80% de confiance des six classes issues de la CAH sur le plan largeur / MXD fournit 3 seuils de probabilité d'identification des cerne diagnostics (Figure 6) :

- lorsque le cerne est situé dans les ellipses de confiance des classes 1,2 ou 3, sa densité maximale est inférieure à 40% quelle que soit sa largeur. Sa probabilité (p) d'être diagnostic est inférieure à 0,2 ;

- dans l'ellipse de confiance de C4, la densité est supérieure à 75%, la probabilité d'une perturbation atteint 0,88, celle d'être en présence de bois de réaction est supérieure à 0,4.

Pour une MXD comprise entre 40 et 75%, les ellipses mettent en évidence deux niveaux de probabilité. Une largeur inférieure à 3 mm correspond à une probabilité d'occurrence d'un cerne diagnostic de 0,61, majoritairement sous forme de bois de réaction. Lorsque cette valeur est dépassée, p atteint 0,7 pour le bois de compression.



MXD (%)	Largeur (mm)	Classes	Bois de réaction (%)	Tissu calleux (%)	Bois de compression (%)	Cernes diagnostics (%)	Diagnostic
>75	[0 ; 6]	C4, C5, C6	44	33	11	88	Impact très probable
40-75	[0 ; 3]	C5, C6	40	12	9	61	Impact probable
40-75	[3 ; 4,5]	C5, C6	20	0	71	91	Réitération très probable
<40	[0 ; 10]	C1, C2, C3, C5, C6	7	0	12	19	Impact très peu probable

Figure 6 - Grille d'identification probabiliste des perturbations au sein d'un signal densitométrique.

DISCUSSION

L'utilisation du résistographe permet de reconstituer les séries brutes de largeur de cerne pour des individus qui ne présentent pas de perturbation anatomique majeure. L'identification des cerne annuels est pos-

sible grâce à la signature résistographique caractéristique liée à l'alternance de bois initial à faible densité et de bois final dense. Dans ce contexte, le résistographe permet de déterminer conjointement la largeur

mais également la densité du cerne. Les modifications anatomiques occasionnées par un impact perturbent le signal densitométrique. Elles rendent alors l'interdatation complexe. Ces problèmes ont été mis en évidence sur le sapin de Douglas (Chantre et Rozenberg, 1997).

Le protocole mis en place, basé sur l'utilisation conjointe de la micrométrie et de la résistographie, résout ces difficultés d'interdatation. Les mesures réalisées valident l'utilisation du résistographe pour la mise en évidence de cernes diagnostics qui offrent une résistance mécanique anormale dans un contexte avalancheux et sur *Larix decidua* Mill. Ainsi, 70% des cernes constitués de bois de réaction ou de tissu calleux, seuls marqueurs anatomiques d'un impact, ont une réponse densitométrique particulière. Cette densité relative anormalement élevée concorde avec la structure anatomique particulière du bois de réaction, qui est constitué de cellules denses et à cloisons épaisses, de trachéides courtes, contenant une forte teneur en lignine.

Dans le cas du tissu calleux, la structure irrégulière des cellules qui se forment suite à l'impact est à l'origine de l'anomalie densitométrique.

La grille d'identification des perturbations de croissance résulte de la projection des ellipses de confiance sur le plan largeur / MXD. Ce document synthétique permet, par lecture directe du signal résistographique, d'identifier la présence d'une perturbation anatomique. Il propose également une détection probabiliste du type de perturbation. Compte tenu des difficultés d'interdatation soulignées, la reconstitution d'une chronologie avalancheuse par la seule méthode résistographique s'avère complexe. En revanche, l'utilisation conjointe du résistographe et de la grille fournit un outil pour la spatialisation précise de l'enveloppe des avalanches. Rapide, non destructrice et simple à mettre en oeuvre, cette méthode permet un échantillonnage exhaustif. Elle offre des perspectives en matière de cartographie de l'aléa avalancheux.

BIBLIOGRAPHIE

- ALESTALO J., 1971. Dendrochronological interpretation of geomorphic processes, *Fennia* 105, 1-139.
- 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, 153-165.
- BACHRACH T., JAKOBSEN K., KINNEY J., NISHIMURA P., REYES A., LAROQUE C.P., SMITH D.J., 2004. Dendrogeomorphological assessment of movement at Hilda rock glacier, Banff National Park, Canadian Rocky Mountains. *Geografiska Annaler*, 86A, 1-9.
- Chantre G., Rozenberg P., 1997. Can drill resistance profiles (Resistograph) lead to within profile and within ring density parameters in Douglas fir wood? in Proceedings of CTIA – International Union of Forest Research Organizations (IUFRO) International Wood Quality Workshop: Timber Management Toward Wood Quality and End Product Value, Québec, 18–22 August 1997. Edited by S.Y. Zhang, R. Gosselin, and G. Chauret. Forintek Canada Corp., Sainte Foy, pp. 41-47.
- CORONA C., 2007. Evolution biostatique du paysage, géodynamique nivéo-périglaciaire et fluctuations climatiques récentes dans la haute vallée de la Romanche (Alpes du Nord France). Thèse de doctorat en Géographie, Université Joseph Fourier, Grenoble I, 752 p.
- COWN D.J., CLEMENT B.C., 1983. A wood densitometer using direct scanning with X-rays. *Wood Science and Technology*, 17, 91-99.
- FRANCOU B., MANTÉ C., 1990. Analysis of the segmentation in the profile of alpine talus slopes. *Permafrost and Periglacial Processes*, 1, 53-60.
- Petitcolas V., 1998. Dendroécologie comparée de l'épicéa, du mélèze, du pin cembro et du pin à crochets en limite supérieure de la forêt dans les Alpes françaises: influence de la variabilité macroécologique. Thèse de Doctorat en Biologie, Université Joseph Fourier, Grenoble I, 186 p.
- POLGE H., KELLER R., 1970. Première appréciation de la qualité du bois en forêt par utilisation d'un torsiomètre. *Annales des Sciences forestières*, 27, 197-223.
- RAYBACK S.A., 1998. A dendrogeomorphological analysis of snow avalanches in the Colorado Front Range, USA. *Physical Geography*, 19, 502-515.
- RINN F., SCHEWEINGRUBER F.H., SCHAR E., 1996. Resistograph and X-ray density charts of wood comparative evaluation of drill resistance profiles and X-ray density charts of different wood species. *Holzforschung*, 50, 303-311.
- SPRAGUE J.R., TALBERT J.T., JETT J.B., BRYANT R.L., 1983. Utility of the Pilodyn in selection for mature wood specific gravity in loblolly pine, *Forest Science*, 29, 696-701.
- STEFANINI M.C., 2004. Spatio temporal analysis of a complex landslide in the Northern Apennines (Italy) by means of dendrochronology. *Geomorphology*, 63, 191-202.
- STOFFEL M., LIÈVRE I., CONUS D., GRICHTING M.A., RAETZO H., GÄRTNER H.W., MONBARON M., 2005. 400 years of debris flow activity and triggering weather conditions: Ritigraben VS, Switzerland. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 37, 387-395.
- STOFFEL M., LIÈVRE I., MONBARON M., PERRET S., 2005. Seasonal timing of rockfall activity on a forested slope at Täschgufer (Valais, Swiss Alps) – a dendrochronological approach, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 49, 89-106.
- STOFFEL M., 2006. A review of studies dealing with tree rings and rockfall activity: The role of dendrogeomorphology in natural hazard research. *Natural Hazards*, 39, 51-70.

Références bibliographiques

Aldrich, J. & Nelson, F., 1984. *Linear Probability, Logit and Probit Models*, Beverly Hills, CA: Sage Publications.

Aleotti, P. & Chowdhury, R., 1999. Landslide hazard assessment: summary review and new perspectives. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 58(1), p.21-44.

Alestalo, J., 1971. Dendrochronological interpretation of geomorphic processes. *Fennia*, 105, p.1-139.

Alexander, D., 1992. On the causes of landslides: Human activities, perception, and natural processes. *Environmental Geology and Water Sciences*, 20(3), p.165-179.

Alexander, D., 2008. A brief survey of GIS in mass-movement studies, with reflections on theory and methods. *Geomorphology*, 94(3-4), p.261-267.

Amiot, A. & Nexon, C., 1995. *Inventaire des aléas dans le Bassin de Barcelonnette depuis 1850*, Strasbourg: Université Louis Pasteur.

ANENA, Association Nationale pour l'Étude de la Neige et des Avalanches, 2011. <http://www.anena.org>

Antoine, P., 1995. Geological and geotechnical properties of the « Terres Noires » in southeastern France: Weathering, erosion, solid transport and instability. *Engineering*

Geology, 40(3-4), p.223-234.

Arbellay, E., Stoffel, M. & Bollschweiler, M., 2010. Dendrogeomorphic reconstruction of past debris-flow activity using injured broad-leaved trees. *Earth Surface Processes and Landforms*, p.399-406.

Arnaud, F., 2007. *Influence de la végétation arborée sur l'activité de glissements de terrain superficiels*, mémoire de Master, Université Louis Pasteur, Strasbourg, France.

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), p.153-166.

Astrade, L., Stoffel, M., Corona, C. & Lopez Saez, J., (accepté) 2011. L'utilisation des cernes de croissance des arbres pour l'étude des événements et des changements morphologiques : intérêts, méthodes et apports des recherches alpines à la dendrogéomorphologie. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*.

Auer, I., Bohm, R., Jurkovic, A., Lipa, W., Orlik, A., Potzmann, R., Schoner, W., Ungersbock, M., Matulla, C., Briffa, K., Jones, P., Efthymiadis, D., Brunetti, M., Nanni, T., Maugeri, M., Mercalli, L., Mestre, O., Moisselin, J.M., Begert, M., Muller-Westermeier, G., Kveton, V., Bochnicek, O., Stastny, P., Lapin, M., Szalai, S., Szentimrey, T., Cegnar, T., Dolinar, M., Gajic-Capka, M., Zaninovic, K. & Majstorovic, Z. 2007. HISTALP—his-

Conclusion générale

torical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region. *International Journal of Climatology*, 27(1), p.17-46.

Baillie, M.G.L., 1995. A slice through time. *Dendrochronology and precision dating*, B.T. Batsford Ltd, London.

Baillie, M.G.L. & Pilcher, J.R., 1973. A simple cross-dating program for tree-ring research. *Tree-Ring Bulletin*, p.7-14.

Ballesteros-Canovas, J. A., Stoffel, M., Bollschweiler, M., Bodoque del Pozo, J. M. & Díez-Herrero, A., 2010a. Flash-flood impacts cause changes in wood anatomy of *Alnus glutinosa*, *Fraxinus angustifolia* and *Quercus pyrenaica*. *Tree Physiology*, 30, p.773-781.

Ballesteros-Canovas, J. A., Stoffel, M., Bodoque del Pozo, J. M., Bollschweiler, M., Hitz, O. M. & Diez-Herrero, A., 2010b. Changes in wood anatomy in tree rings of *Pinus pinaster* Ait. following wounding by flash floods. *Tree-Ring Research* 66, p. 93-103.

Ballesteros, J.A., Bodoque, J.M., Diez-Herrero, A., Sanchez-Silva, M. & Stoffel, M., 2011. Calibration of floodplain roughness and estimation of flood discharge based on tree-ring evidence and hydraulic modelling. *Journal of Hydrology*, 403, p.103-115.

Bégin, C. & Fillion, L., 2008. Age of landslides along the Grande Rivière de la Baleine

estuary, eastern coast of Hudson Bay, Québec (Canada). *Boreas*, 17(3), p.289-299.

Bezzi, M., Cantiani, M.G., Ciolli, M., Comunello, G. & Cherubini, P., 2003. Leggere gli anelli degli alberi per ricostruire la frequenza e l'estensione delle vlanghe nel passato. In: De Angelis, P., Macuz, A., Bucci, G., Mugnozza, G.S. (Eds.), *Atti del III Congresso Nazionale: Alberi e foreste per il nuovo millennio*. Viterbo, Società Italiana di Selvicoltura ed Ecologia Forestale, p.147-152.

Bíl, M. & Müller, I., 2008. The origin of shallow landslides in Moravia (Czech Republic) in the spring of 2006. *Geomorphology*, 99, p.246-253.

Blanc, A., Follacci, J.P., Gaudin, B. & Pincent, B., 1987. Méthode de surveillance d'un glissement de terrain de très grande ampleur: la Clapière, Alpes maritimes, France. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 35 (1), p.37-46.

Bodoque, J., Diez-Herrero, A., Martin-Duqye, J.F., Rubiales, J.M., Godfrey, A., Pedraza, J., Carrasco, R.M. & Sanz, M.A., 2005. Sheet erosion rates determined by using dendrogeomorphological analysis of exposed tree roots: Two examples from Central Spain. *CATENA*, 64, p.81-102.

Boisvert, J.J., 1955. *La neige dans les Alpes françaises*. Grenoble, France. Thèse de doctorat, Université de Grenoble, France.

Bollschweiler, M., Stoffel, M., Ehmish, M. & Monbaron, M., 2007. Reconstructing spatio-

Conclusion générale

- temporal patterns of debris-flow activity using dendrogeomorphological methods. *Geomorphology*, 87, p.337-351.
- Bollschweiler, M, Stoffel, M. & Schneuwly, D., 2008. Dynamics in debris-flow activity on a forested cone — A case study using different dendroecological approaches. *CATENA*, 72(1), p.67-78.
- Bollschweiler, M., Stoffel, M., Vazquez Selem, L. & Palacios, D., 2009. Tree-ring reconstruction of past lahar activity at Popocatepetl volcano, Mexico. *The Holocene*, 20, p.265-274.
- Bollschweiler, M. & Stoffel, M., 2007. Debris flows on forested cones & reconstruction and comparison of frequencies in two catchments in Val Ferret, Switzerland. *Natural Hazards and Earth System Science*, 7, p.207-218.
- Bollschweiler, M. & Stoffel, M., 2010a. Changes and trends in debris-flow frequency since AD 1850: Results from the Swiss Alps. *The Holocene*, 20, p.907-916.
- Bollschweiler, M. & Stoffel, M., 2010b. Tree rings and debris flows: Recent developments, future directions. *Progress in Physical Geography*, 34(5), p.625-645.
- Bollschweiler, M. & Stoffel, M., 2010c. Variations in debris-flow occurrence in an Alpine catchment — A reconstruction based on tree rings. *Global and Planetary Change*, 73, p.186-192.
- Boucher, D., Filion, L. & Héту, B., 2003. Reconstitution dendrochronologique et fréquence des grosses avalanches de neige dans un couloir subalpin du mont Hog's Back, en Gaspésie centrale (Québec). *Géographie physique et Quaternaire*, p.159-168.
- Braam, R., Weiss, E. & Burrough, P., 1987. Spatial and temporal analysis of mass movement using dendrochronology. *CATENA*, 14(6), p.573-584.
- Brabb, E.E., 1984. Innovative approaches to landslide hazard mapping. Toronto.
- Braker, O., 2002. Measuring and data processing in tree-ring research? a methodological introduction. *Dendrochronologia*, 20, (1-2), p.203-216.
- Breiman, L., Friedman, J.H., Olshen, R.A. & Stone, C.J., 1984. Classification and regression trees, New York N.Y., Chapman & Hall.
- BRGM, 1974. Carte 1/50 000 et notice géologique de Barcelonnette.
- Brunsdén, D., Jones, D.K.C. & Arber, M.A., 1976. The evolution of landslide slopes in Dorset. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 283(1315), p.605-631.
- Brunsdén, D., 1985. Landslide types, mechanisms, recognition, identification. Dans *Landslides in the South Wales coalfield Proceedings Symposium*. The Polytechnic of Wales: Morgan, C. S.

Conclusion générale

Bryant, C.L., Butler, D.R. & Vitek, J.D., 1989. A statistical analysis of tree-ring dating in conjunction with snow avalanches: Comparison of on-path versus off-path responses. *Environmental Geology and Water Sciences*, 14(1), p.53-59.

Buma, J., 2000. Finding the most suitable slope stability model for the assessment of the impact of climate change on a landslide in southeast France. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25(6), p.565-582.

Butler, D. R. & Malanson, G.P., 1985. A history of high-magnitude snow avalanches, southern Glacier National Park, Montana, U.S.A. *Mountain Research and development*, 5(2), p.175-182.

Butler, D.R., Malanson, G.P. & Oelfke, J.G., 1987. Historic rockfall avalanches, northeastern Glacier National Park, Montana, U.S.A. *Mountain Research and development*, p.261-271.

Butler, D. R. & Sawyer, C.F., 2008. Dendrogeomorphology and high-magnitude snow avalanches: a review and case study. *Natural Hazards and Earth System Science*, 8, p.303-309.

Cardinali, M., Reichenbach, P., Guzzetti, F., Ardizzone, F., Antonini, G., Galli, M., Cacciano, M., Castellani, M. & Salvati, P., 2002. A geomorphological approach to the estimation of landslide hazards and risks in Umbria, Central Italy. *Natural Hazards and Earth System Science*, 2, p.57-72.

Caris, J. & Van asch, T., 1991. Geophysical, geotechnical and hydrological investigations of a small landslide in the French Alps. *Engineering Geology*, 31(3-4), p.249-276.

Carrara, A., Crosta, G. & Frattini, P., 2003. Geomorphological and historical data in assessing landslide hazard. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28(10), p.1125-1142.

Carrara, P.E. & Carroll, T.R., 1979. The determination of erosion rates from exposed tree roots in the Piceance Basin, Colorado. *Earth Surface Processes*, p.307-317.

Carrara, P.E., 1979. The determination of snow avalanche frequency through tree-ring analysis and historical records at Ophir, Colorado. *Geological Society of America Bulletin*, 90(8), p.773.

Carrara, P.E. & O'Neill, J.M., 2003. Tree-ring dated landslide movements and their relationship to seismic events in southwestern Montana, USA. *Quaternary Research*, 59(1), p.25-35.

Carrara, P.E., 2007. Movement of a Large Landslide Block Dated by Tree-Ring Analysis, Tower Falls Area, Yellowstone National Park, Wyoming. Dans *Integrated geoscience studies in the greater Yellowstone area—Volcanic, tectonic, and hydrothermal processes in the Yellowstone geoecosystem*. U.S. Geological Survey Professional Paper. Morgan, L.A., p. 43-49.

Conclusion générale

- Cartier, G. & Delmas, P., 1984. Les mécanismes de mouvements de terrain: nécessité de la mesure des déplacements. Dans Colloque sur les mouvements de terrain. Caen, France, p. 337-344.
- Casteller, A., Stockli, V., Villalba, R. & Mayer, A.C., 2007. An Evaluation of Dendroecological Indicators of Snow Avalanches in the Swiss Alps. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 39(2), p.218-228.
- Chamley, H., 2002. Environnements géologiques et activités humaines, Paris, Vuibert.
- Chleborad, A.F., Baum, R.L. & Godt, J.W., 2006. Rainfall Thresholds for Forecasting Landslides in the Seattle, Washington, Area—Exceedance and Probability, USGS. Available at: <<http://pubs.usgs.gov/of/2006/1064/>>.
- Chodzco, J. & Lecompte, M., 1992. Ravinement dans les Baronnies, suivi expérimental, Université de Paris VII.
- Chondroyannis, P., 1992. L'Ubaye, la forêt reconstruite. Le sentier de découverte du Riou-Bourdoux Editions de l'Office National des Forêts, Paris.
- Claessens, L., Verburg, P.H., Schoorl, J.M. & Veldkamp, A., 2006. Contribution of Topographically Based Landslide Hazard Modeling to the Analysis of the Spatial Distribution and Ecology of Kauri (*Agathis australis*). *Landscape Ecology*, 21(1), p.63-76.
- Clague, J.J. & Souther, J.G., 1982. The Dusty Creek landslide on Mount Caylay, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, p.524-539.
- Coe, J.A., Michael, J.A, Crovelli, R.A. & Savage, W.Z., 2000. Preliminary map showing landslide densities, mean recurrence intervals, and exceedance probabilities as determined from historic records, Seattle, Washington, Available at: <http://pubs.usgs.gov/of/2000/ofr-00-0303/>.
- Cojan, R. & Bonnet-Staub, I., 1994. Roles of water as a triggering factor for landslides and debris flows. Dans Proc International Workshop on Floods and Inundations Related to Large Earth Movement. Trento, Italy, p. pp A-13-1, A-13-9.
- Combes, F., 1982. Un centenaire : le grand barrage Demontzey. *Revue Forestière Française*, p.80-86.
- Comunello, G., Bezzi, M., Cherubini, P., Ciolli, M. & Cantiani, M.G., 2001. Conoscere il passato per interpretare il presente: tecniche GIS e di dendrocronologia applicata per lo studio di aree potenzialmente soggette al rischio di valanghe. *Linea Ecologica*, p.58-62.
- Cook, E., 1985. A time series analysis approach to tree-ring standardization. Tucson: University of Arizona.
- Cook, E.R., 1990. Methods of dendrochronology : applications in the environmental sciences, Dordrecht, Kluwer Acad. Publ.

- Cook, E.R. & Kairiukstis, L.A., 1990. *Methods of Dendrochronology — Applications in the Environmental Sciences*. Kluwer, London.
- Cook, E.R., Briffa, K.R., Shiyatov, S. & Mazepa, V., 1990. Tree-ring standardisation and growth-trend estimation. In: Cook, E.R., Kairiukstis, L.A. (Eds.), *Methods of Dendrochronology*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, p. 104–123.
- Corominas, J & Moya, J., 1999. Reconstructing recent landslide activity in relation to rainfall in the Llobregat River basin, Eastern Pyrenees, Spain. *Geomorphology*, 30(1-2), p.79-93.
- Corominas, J. & Moya, J., 2008. A review of assessing landslide frequency for hazard zoning purposes. *Engineering Geology*, 102(3-4), p.193-213.
- Corominas, J. & Moya, J., 2010. Contribution of dendrochronology to the determination of magnitude–frequency relationships for landslides. *Geomorphology*, 124(3-4), p.137-149.
- Corona, C., 2007. *Evolution biostatique du paysage, géodynamique nivéo-périglacière et fluctuations climatiques récentes dans la haute vallée de la Romanche (Alpes du Nord France)*. Grenoble, France. Institut de Géographie Alpine, Université Joseph Fourier.
- Corona, C., Edouard, J.L., Guibal, F., Guiot, J., Bernard, S., Thomas, A. & Denelle, N., 2010a. Long-term summer (751-2008) temperature fluctuation in the French Alps based on tree-ring data. *Boreas*, DOI : 10.1111/J.1502-3885.2010.00185.x.
- Corona, C., Rovéra, G., Lopez Saez, J., Stoffel, M. & Perfettini, P., 2010b. Spatio-temporal reconstruction of snow avalanche activity using tree rings: Pierres Jean Jeanne avalanche talus, Massif de l’Oisans, France. *Catena*, 83(2-3), p.107-118.
- Corona, C., Lopez Saez, J., Rovéra, G., Astrade, L., Stoffel, M. & Berger, F., 2011a. Validation d’une méthode de quantification des vitesses d’érosion sur marnes par dendrogéomorphologie (Draix, Alpes de Haute-Provence). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, p.83-94.
- Corona, C., Lopez Saez, J., Rovéra, G., Astrade, L., Stoffel, M. & Berger, F., 2011b. High resolution, quantitative reconstruction of erosion rates based on anatomical changes in exposed roots at Draix, Alpes de Haute-Provence — critical review of existing approaches and independent quality control of results. *Geomorphology*, 125, p.433-444.
- Corona C., Lopez Saez J., Stoffel M., Bonnefoy M., Richard D., Astrade L. & Berger F. (soumis). How much of the real avalanche activity can be captured with tree rings? An evaluation of classic dendrogeomorphic approaches and comparison with historical archives. *Cold Science Region and Technology*.

Conclusion générale

Crosta, G., 1998. Regionalization of rainfall thresholds: an aid to landslide hazard evaluation. *Environmental Geology*, 35(2-3), p.131-145.

Crovelli, R.A., 2000. Probability Models for Estimation of Number and Costs of Landslides, Denver, CO, USGS Open-File Report.

Crovelli, R.A. & Coe, J.A., 2009. Probabilistic estimation of numbers and costs of future landslides in the San Francisco Bay region. *Georisk: Assessment and Management of Risk for Engineered Systems and Geohazards*, 3(4), p.206-223.

Crozier, M.J., 2010. Deciphering the effect of climate change on landslide activity: A review. *Geomorphology*, 124(3-4), p.260-267.

Cruden, D.M. & Varnes, D.J., 1996. Landslide types and processes. *Landslides: Investigation and Mitigation*. Transp Res Board, p.36-75.

Dai, F., 2002. Landslide risk assessment and management: an overview. *Engineering Geology*, 64(1), p.65-87.

Debelmas, J., 1983. *Alpes (Savoie et Dauphiné)*, Ed. Masson et Cie, Paris.

Decaulne, A. & Saemundsson, T., 2006. Geomorphic evidence for present-day snow-avalanche and debris-flow impact in the Icelandic Westfjords. *Geomorphology*, 80, p.80-93.

Dehn, M., 1999. Modelling future landslide activity based on general circulation models. *Geomorphology*, 30(1-2), p.175-187.

Delsigne, F., 1999. *Eléments de morphodynamique torrentielle et cartographie des instabilités de surface dans le bassin versant du Riou Bourdoux*, Université des Sciences et Technologies de Lille, Lille, France.

Delsigne, F., Lahousse, P., Flez, C. & Guiter, G., 2001. Le Riou Bourdoux : un « monstre » alpin sous haute surveillance. *Revue Forestière Française*, (5), p.527.

Descroix, L. & Olivry, J.C., 2002. Spatial and temporal factors of hydric erosion in black mark bad lands of the French southern Alps. *Hydrological Sciences Journal*, p.227-242.

De Vita, P. & Reichenbach, P., 1998. Rainfall-triggered landslides. *Environmental Geology, International Journal of Geosciences, Hydrological triggers of diffused landsliding*, p.219-233.

Dikau, R., Brunsden, D., Shrott, L. & Ibsen, M., 1996. *Landslide Recognition: Identification, Movement and Causes* John Wiley and Sons Ltd., Chichester.

Dorren, L.K.A. & Berger, F., 2006. Stem breakage of trees and energy dissipation during rockfall impacts. *Tree Physiology*, p.63-71.

Dubé, S., Fillion, L. & Héту, B., 2004. Tree-Ring Reconstruction of High-Magnitude Snow Avalanches in the Northern Gaspé

Peninsula, Québec, Canada. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 36(4), p.555-564.

Durville, J.L. & Sève, G., 1996. Stabilité des pentes, glissements de terrain meuble. *Techniques de l'Ingénieur, traité de construction*, p.1-16.

Eardley, A.J. & Viavant, W., 1967. Rates of Denudation as Measured by Bristlecone Pines. *Special Studies, Vol. 21. Utah Geological and Mineralogical Survey, Cedar Breaks, UT.*

Efthymiadis, D., Jones, P.D., Briffa, K.D., Auer, I., Bohm, R., Schoner, W., Frei, C. & Schmidli, J., 2006. Construction of a 10-min-gridded precipitation data set for the Greater Alpine Region for 1800–2003. *Journal of Geophysical Research*, 111(D1).

Esmiol, S., 2004. Les paysages de la vallée de l'Ubaye, Barcelonnette. Association Sabença de la Valeia.

ESRI, 2007. ArcGIS 9.2, Redlands, California.

Evin, M., 1990. Les risques naturels dans un espace montagnard : la haute Ubaye. *Revue de Géographie Alpine*, 123, p.175-192.

Fantucci, R., 1999. Dendrogeomorphological analysis of a slope near Lago, Calabria (Italy). *Geomorphology*, 30(1-2), p.165-174.

Fantucci, R., 2007. Dendrogeomorphological analysis of shore erosion along Bolsena lake

(Central Italy). *Dendrochronologia*, 24(2-3), p.69-78.

Fantucci, R. & McCord, A., 1995. Reconstruction of landslide dynamic with dendrochronological methods. *Dendrochronologia*, p.43-57.

Fantucci, R. & Sorriso-Valvo M., 1999. Dendrogeomorphological analysis of a slope near Lago, Calabria (Italy). *Geomorphology*, 30, p.165-174.

Flageollet, J., 1989. Les mouvements de terrain et leur prévention, Paris: Masson.

Flageollet, J., 1999. Landslides and climatic conditions in the Barcelonnette and Vars basins (Southern French Alps, France). *Geomorphology*, 30(1-2), p.65-78.

Flez, C. & Lahousse, P., 2003. Contribution to assessment of the role of anthropic factors and bio-climatic controls in contemporary torrential activity in the Southern Alps (Ubaye valley, France). Dans Paris, Université de Paris-Sorbonne, 24-26 avril 2002: Fouache E., p. 105-118.

Floris, M. & Bozzano, F., 2008. Evaluation of landslide reactivation: A modified rainfall threshold model based on historical records of rainfall and landslides. *Geomorphology*, 94(1-2), p.40-57.

Frazer, G.H., 1985. Dendrogeomorphic Evaluation of Snow Avalanche History at Two Sites in Banff National Park. London, ON,

Conclusion générale

Canada: Department of Geography, University of Western Ontario.

Fritts, H.C., 1976. *Tree Rings and Climate* Academic Press., New York.

Fuller, M., 1912. *The New Madrid earthquake*, Center for Earthquake Studies Southeast Missouri State University.

Galli, M. & Guzzetti, F., 2007. Landslide Vulnerability Criteria: A Case Study from Umbria, Central Italy. *Environmental Management*, 40(4), p.649-665.

Gartner, H., 2007. Tree roots — Methodological review and new development in dating and quantifying erosive processes. *Geomorphology*, 86, p.243-251.

Gartner, H., Schweingruber, F.H. & Dikau, R., 2001. Determination of erosion rates by analyzing structural changes in the growth pattern of exposed roots. *Dendrochronologia*, p.81-91.

Germain, D., Filion, L. & Héту, B., 2005. Snow avalanche activity after fire and logging disturbances, northern Gaspé, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, p.2103-2116.

Germain, D., Filion, L. & Héту, B., 2009. Snow avalanche regime and climatic conditions in the Chic-Choc Range, eastern Canada. *Climatic Change*, p.141-167.

Getis, A. & Ord, J.K., 1992. The Analysis of Spatial Association by Use of Distance Statistics. *Geographical Analysis* 24, 3.

Govi, M., 1989. The 1987 landslide on Mount Zandila in the Valtellina, Northern Italy. *Landslide News*, p.1-3.

Graybill, D.A., 1982. Chronology development and analysis. Dans *Climate from Tree Rings*. Cambridge: M.K. Hughes, P.M. Kelly, J.R. Pilcher, V.C. LaMarche, p. 21-28.

Guzzetti, F., 2000. Landslide fatalities and the evaluation of landslide risk in Italy. *Engineering Geology*, 58(2), p.89-107.

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), p.623-633.

Guzzetti, F., Malamud, B.D., Turcotte, D.L. & Reichenbach, P., 2002. Power-law correlations of landslide areas in central Italy. *Earth and Planetary Science Letters*, 195(3-4), p.169-183.

Guzzetti, F., Reichenbach, P., Cardinali, M., Galli, M., & Ardizzone, F., 2005. Probabilistic landslide hazard assessment at the basin scale. *Geomorphology*, 72(1-4), p.272-299.

Guzzetti, F., Reichenbach, P., Ardizzone, F., Cardinali, M. & Galli, M., 2006. Estimating the quality of landslide susceptibility models. *Geomorphology*, 81(1-2), p.166-184.

Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M. & Stark, C.P., 2007. Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 98(3-4), p.239-267.

Hebertson, E. & Jenkins, M.J., 2003. Historic climate factors associated with major avalanche years on the Wasatch Plateau, Utah. *Cold Regions Science and Technology*, 37(3), p.315-332.

Hilker, N., Badoux, A. & Hegg, C., 2009. The Swiss flood and landslide damage database 1972–2007. *Natural Hazards and Earth System Science*, 9(3), p.913-925.

Holmes, R.L., 1983. Computer-assisted quality control in tree-ring dating and measurement. *Tree-Ring Bulletin*, 44, p.69-75.

Holmes, R.L., 1994. *Dendrochronology program manual*, Laboratory of Tree-Ring Research. Tucson, Arizona, U.S.A.

Hovius, N., Stark, C.P. & Allen, P.A., 1997. Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping. *Geology*, 25(3), p.231.

Hupp, C.R., 1983. Geo-botanical evidence of late quaternary mass wasting in block field areas of Virginia. *Earth Surface Processes and Landforms*, 8(5), p.439-450.

Hupp, C.R., Osterkamp, W.R., Thornton, J.L., 1987. *Debris-flow Activity and Associated Hazards on Mount Shasta, Northern California*. U.S. Gov. Printing Office. paper 1396-B. B1–B39.

Hutchinson, J.N., 1988. Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. Dans *Proceedings of the Fifth International Symposium on Landslides*. Bonnard, C., Balkema, Rotterdam, p. 3–35.

Ibsen, M., 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(3-4), p.241-258.

Institut national de la statistique et des études économiques, 2011. Insee, www.insee.fr.

Iseli, M. & Schweingruber, F.H., 1989. Sichtbarmachen von Jahrringen für dendrochronologische Untersuchungen. *Dendrochronologia*, p.8-13.

Ives, J., Mears, A., Carrara, P. & Bovis, M. 1976. Natural hazards in Mountain Colorado. *Annals of the Association of American Geographers*, 66(1), p.129-144.

Jaiswal, P., van Westen, Cees J. & Jetten, V., 2011. Quantitative assessment of landslide hazard along transportation lines using historical records. *Landslides*, 8(3), p. 279-291.

Jakob, M., 2005. *Debris-flow hazard analysis*. Dans *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. Berlin, Heidelberg, Springer Berlin Heidelberg, p. 411-443.

Conclusion générale

Jakob, M. & Bovis, M., 1996. Morphometric and geotechnical controls of debris flow activity, southern Coast Mountains, British Columbia, Canada. *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F., Supplement-Band, p.13-26.

Jensen, J.M., 1983. The Upper Gros Ventre landslide of Wyoming: A dendrochronology of landslide events and possible mechanics of failure. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 15 (5), p.387.

Johnson, E.A., Hogg, L. & Carlson, C.S., 1985. Snow avalanche frequency and velocity for the Kananaskis Valley in the Canadian Rockies. *Cold Regions Science and Technology*, p.141-151.

Jomelli, V., Brunstein, D., Déqué, M., Vrac, M. & Grancher, D., 2009. Impacts of future climatic change (2070–2099) on the potential occurrence of debris flows: a case study in the Massif des Ecrins (French Alps). *Climatic Change*, 97, p.171-191.

Jorda, M., 1980. Morphogénèse et évolution des paysages dans les Alpes de Haute-Provence depuis le Tardiglaciaire. Facteurs naturels et anthropiques. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, p.295-304.

Kashiwaya, K., Okimura, T. & Kawatani, T., 1989. Tree ring information and rainfall characteristic for landslide in the Kobe District, Japan. *Earth Surface Processes and Landforms*, 14, p.63-71.

Kerle, N. & Vanwyk de vries, B., 2001. The 1998 debris avalanche at Casita volcano, Nicaragua ? investigation of structural deformation as the cause of slope instability using remote sensing. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 105, p.49-63.

Koehle, G., 1994. Cartographie géomorphodynamique d'un versant instable - Le Bassin de Barcelonnette, Commune de Jausiers, Secteur Sud. *Mémoire de Maîtrise, Université Louis Pasteur, Strasbourg, France*.

Lafortune, M., Fillion, L. & Héту, B., 1997. Dynamique d'un front forestier sur un talus d'éboulis actif en climat tempéré froid (Gaspésie, Québec). *Géographie physique et Quaternaire*, 1, p.67-80.

LaMarche, V.C., 1968. Rates of Slope Degradation as Determined From Botanical Evidence, White Mountains, California. *Professional Paper 32-I, U.S. Geological Survey, U.S. Government Printing Office, Washington DC*, p.341-377.

Larocque, S.J., Hetu, B. & Fillion, L., 2001. Geomorphic and dendroecological impacts of slushflows in central Gaspé Peninsula (Quebec, Canada). *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography*, 83, p.191-201.

Lecarpentier, C., 1963. La crue de juin 1957 et ses conséquences morphodynamiques. *Thèse de Doctorat. Université de Lyon III, Lyon, France*.

Lecompte, M., Lhenaff, R. & Marre, A., 1996. Premier bilan de six années de mesures

Conclusion générale

dans les Baronnies méridionales (Préalpes françaises du Sud). *Revue de géographie alpine*, p.11-16.

Ledoux, B., 1995. *Les catastrophes naturelles en France*, Paris: Editions Payot & Rivages.

Légier, A., 1977. *Mouvement de terrain et évolution récente du relief dans la région de Barcelonnette (Alpes-de-Haute-Provence)*. Grenoble, France. Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble, France.

Lichkov, L.S., 1938. Dopytanya pro rezhim zsovnykh yavishch v raioni roztashuvanyam. Kieva i ioga okolyts (Investigation of landslide phenomena in Kiev and its surroundings). *Geol zh*, p.145-198.

Lips, E.W. & Wiczorek, G.F., 1990. Recurrence of debris flows on an alluvial fan in Central Utah. Dans *Proceedings of International Symposium Hydraulics/Hydrology of Arid Lands*. San Diego, California, p. 555-560.

Lopez Saez, J., Corona, C., Berger, F. & Stoffel, M., 2010. L'utilisation de la résistographie en dendrogéomorphologie : retour d'expériences. Dans Astrade L., Miramont C. (Eds): *panorama de la dendrochronologie en France*. Collection Edytem, 11, p. 189-196.

Lopez Saez, J., Corona, C., Stoffel, M., Astrade, M., Berger, F. & Malet, J.P., 2011a. Dendrogeomorphic reconstruction of past landslide reactivation with seasonal precision: the Bois Noir landslide. *Landslides*, DOI: 10.1007/s10346-011-0284-6.

Lopez Saez, J., Corona, C., Stoffel, M., Schoeneich, P. & Berger, F., 2011b. Probability maps of landslide reactivation derived from tree-ring records: Pra Bellon landslide, southern French Alps. *Geomorphology*, DOI:10.1016/j.geomorph.2011.08.034

Lopez Saez, J., Corona, C., Stoffel, M., Gottrand, A., Berger, F. & Liébault, F., 2011c. Debris-flow activity in abandoned channels of the Manival torrent reconstructed with LiDAR and tree-ring data. *Natural Hazards and Earth System Science*, 11, p.1247-1257.

Lopez Saez, J., Corona, C., Stoffel, M., Rovéra, G., Astrade, L. & Berger, F., 2011d. Mapping of erosion rates in marly badlands based on a coupling of anatomical changes in exposed roots with slope maps derived from LiDAR data. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36, p.1162-1171.

Luchi, N., Ma, R., Capretti, P. & Bonello, P., 2005. Systemic induction of traumatic resin ducts and resin flow in Austrian pine by wounding and inoculation with *Sphaeropsis sapinea* and *Diplodia scrobiculata*. *Planta*, 221, p.75-84.

Lugon, R. & Stoffel, M., 2010. Rock-glacier dynamics and magnitude–frequency relations of debris flows in a high-elevation watershed: Ritigraben, Swiss Alps. *Global and Planetary Change*, 73, p.202-210.

Magliulo, P., Di Lisio, A., Russo, F. & Zelano, A., 2008. Geomorphology and landslide susceptibility assessment using GIS and bivariate

Conclusion générale

statistics: a case study in southern Italy. *Natural Hazards*, 47(3), p.411-435.

Malet, J.P., 2003. Glissements de type écoulement dans les marnes noires des Alpes du Sud. Morphologie, fonctionnement et modélisation hydro-mécanique. Thèse de doctorat, Université Louis Pasteur, Strasbourg, France.

Malet, J.P., Remaître, A., Maquaire, O., Ancy, C., Locat, J., 2003. Flow susceptibility of heterogeneous marly formations. Implications for torrent hazard control in the Barcelonnette basin (Alpes-de-Haute-Provence, France). Dans Millpress, Rotterdam. Proceedings of the Third International Conference on Debris-Flow Hazard Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment. Davos, Switzerland: In: Rickenmann, D., Chen, C.-L., p. 351-362.

Malet, J.P., Van Asch, T.W.J., Van Beek, R. & Maquaire, O., 2005. Forecasting the behaviour of complex landslides with a spatially distributed hydrological model. *Natural Hazards and Earth System Science*, 5, p.71-85.

Maquaire, O., 2002. Aléas géomorphologiques-processus, fonctionnement, cartographie. HDR, Université Louis Pasteur, Strasbourg, France.

Maquaire, O., 2003. Instability conditions of marly hillslopes: towards landsliding or gullyng ? The case of the Barcelonnette Basin, South East France. *Engineering Geology*, 70(1-2), p.109-130.

Maquaire, O., Flageollet, J.C., Malet, J.P., Schmutz, D., Weber, D., Klotz, S., Descloîtres, M., Dietrich, M., Guérin, R. & Schott, J.J., 2003. Une approche multidisciplinaire pour la connaissance d'un glissement-coulée dans les marnes noires (Super-Sauze, Alpes-de-Haute-Provence, France). *Revue Française de Géotechnique*, p.15-31.

Martin, B. & Weber, D., 1996. Vitesses de déplacement des mouvements de terrain à Vars (Hautes-Alpes, France): le recours aux archives et à la topométrie / Measuring the velocity of earth movements at Vars (Hautes Alpes department, France) : the use of archives and topometric surveys. *Revue de géographie alpine*, 84(2), p.57-66.

Martin, J.J.-E. & Messines du Sourbier, J., 1936. L'éboulement de Serrières-en-Chautagne. *Revue de géographie alpine*, 24 (1), p.239-245.

Martin, Y., Rood, K., Schwab, J.W. & Church, M., 2002. Sediment transfer by shallow landsliding in the Queen Charlotte Islands, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 39(2), p.189-205.

Mathewson, C.C., Keaton, J.R. & Santi, P.M., 1990. Role of Bedrock Ground Water in the Initiation of Debris Flows and Sustained Post-Flow Stream Discharge. *Bulletin of the Association of Engineering Geologists*, 27, p.73-83.

Mathieu, A., 2009. Cartographie d'inventaire et morphodynamique des mouvements de

versant dans le bassin du Riou-Bourdoux (Alpes-de-Haute-Provence, France). Approche qualitative au 1/10.000, Mémoire de Master, Université de Strasbourg, Strasbourg, France.

Mathys, N., Brochot, S. & Meunier, M., 1996. L'érosion des Terres Noires dans les Alpes du Sud : contribution à l'estimation des valeurs annuelles moyennes (bassins versants expérimentaux de Draix, Alpes-de-Haute-Provence). *Revue de géographie alpine*, 2, p.17-27.

Mattheck, C., 1993. *Design in der Natur*. Reihe Ökologie 1: Rombach Wissenschaft.

Mayer, B., Stoffel, M., Bollschweiler, M., Hubl, J. & Rudolf-Miklau, F., 2010. Frequency and spread of debris floods on fans: A dendrogeomorphic case study from a dolomite catchment in the Austrian Alps. *Geomorphology*, 118(1-2), p.199-206.

McCalpin, J., 1984. Preliminary age classification of landslides for inventory mapping. Dans *proceedings of the 21st Engineering Geology and Soils Engineering Symposium*. University of Idaho, Moscow, Idaho, p. 99-120.

McClung, D. & Schaerer, P., 1993. *The avalanche handbook*, Seattle: Mountaineers.

McGee, W.J., 1893. A fossil earthquake. *Geological Society of America Bulletin*, (4), p.411-414.

Méneroud, J.P., 1983. Relations entre la pluviosité et le déclenchement des mouvements de terrain. *Bulletin de liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussées*, p.89-100.

Meunier, M., 1991. *Eléments d'hydraulique torrentielle*, Série montagne 1, Cemagref.

Meunier, M., Mathys, N. & Cambon, J.P., 1995. Panorama synthétique des mesures d'érosion effectuées sur trois bassins du site expérimental de Draix, Cemagref.

Miller, A.J., 2011. Assessing landslide susceptibility by incorporating the surface cover index as a measurement of vegetative cover. *Land Degradation & Development*, DOI: 10.1002/ldr.1115.

Molina, R., Muntan, E., Andreu, L., Furdada, G., Oller, P., Gutierrez, E. & Martinez, P., 2004. Using vegetation to characterize the avalanche of Canal del Roc Roig, Vall de Nuria, eastern Pyrenees, Spain. *Annals of Glaciology*, 38, p.159-165.

Moore, D. & Mathews, W.H., 1978. The Rubble Creek landslide, southwestern British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 15, p.1039-1052.

Moran, P.A.P., 1950. Notes on continuous stochastic phenomena. *Biometrika*, 37(1-2), p.17-23.

Morin, H. & Payette, S., 1986. La dynamique récente des combes à neige du golfe de Richmond (Québec nordique): Une analyse dendrochronologique. *Canadian Journal of Botany*, 64, p.2113-2119.

Morneau, C. & Payette, S., 1998. A dendroecological method to evaluate past caribou (*Rangifer tarandus* L.) activity. *Ecoscience*, 5 (1), p.64-76.

Moya, J., Corominas, J. & Arcas, J.P., 2010. Assessment of the Rockfall Frequency for Hazard Analysis at Solà d'Andorra (Eastern Pyrenees). Dans Markus Stoffel et al., éd. *Tree Rings and Natural Hazards*. Dordrecht: Springer Netherlands, p. 161-175.

Mulder, H.F.H., 1991. Assessment of landslide hazard. Netherlands, Utercht university.

Muntán, E., Garcia, C., Oller, P., Marti, G., Garcia, A. Gutierrez, E., 2009. Reconstructing snow avalanches in the Southeastern Pyrenees. *Natural Hazards and Earth System Science*, 9(5), p.1599-1612.

Musset, D., 1987. Les habitants de l'Ubaye : récit de la transformation d'une vallée. Mane, Alpes de lumière.

Neuwirth, B., Esper, J., Schweingruber, F.H. & Winiger, M., 2004. Site ecological differences to the climatic forcing of spruce pointer years from the Löttsental, Switzerland. *Dendrochronologia*, 21 (2), p.69-78.

Niemann, K.O., 1982. Observations of snow avalanche activity in the Kananaskis region, Alberta. *The Albertan Geographer*, 18, p.29-42.

O.M.I.V., 2011. Observatoire des Instabilités de Versants (OMIV), Available at: <http://eost.u-strasbg.fr/omiv/Accueil.php>.

Osterkamp, W.R., Hupp, C. & Blodgett, J.C., Magnitude and frequency of debris flows, and areas of hazard on Mount Shasta, California. *Geological Survey Professional Paper*, 1396-C, p.21.

Panshin, A.J. & De Zeeuw, C., 1970. *Textbook of Wood Technology* 3e éd., McGraw-Hill, New York, USA.

Patten, R.S. & Knight, D.H., 1994. Snow avalanches and vegetation pattern in Cascade Canyon, Grand Teton National Park, Wyoming, USA. *Arctic and Alpine Research*, 26, p.35-41.

Pedersen, G.T., Reardon, B.A., Caruso, C.J. & Fagre, D.B., 2006. High resolution tree-ring based spatial reconstructions of snow avalanche activity in Glacier National Park, Montana, USA. Dans 2006 ISSW Proceedings, Telluride. p. 436-443.

Péguy, C.-P., 1947. Haute Durance et Ubaye. Esquisse physique de la zone intra-alpine des Alpes françaises du Sud. Thèse Lettres. Grenoble, IMP, France.

Pelfini, M. & Santilli, M., 2006. Dendrogeomorphological analyses on exposed roots along two mountain hiking trails in the central Italian Alps. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 88, p.223-236.

Perret, S., Stoffel, M. & Kienholz, H., 2006. Spatial and temporal rockfall activity in a forest stand in the Swiss Prealps—A dendrogeomorphological case study. *Geomorphology*, 74, p.219-231.

Petitcolas, V., 1998. Dendroécologie comparée de l'épicéa, du mélèze, du pin cembro et du pin à crochets en limite supérieure de la forêt dans les Alpes françaises: influence de la variabilité macro-écologique. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble, France.

Petitcolas, V. & Rolland, C., 1998. Comparaison dendroécologique de *Larix decidua* Mill., *Pinus cembra* L. et *Pinus uncinata* Mill. ex Mirb. dans l'étage subalpin du Briançonnais (Hautes-Alpes, France). *Ecologie*, 29(1-2), p.305-310.

Petrascheck, A. & Kienholz, H., 2003. Hazard assessment and mapping of mountain risks in Switzerland. Dans *Debris-flow hazards mitigation: mechanics, prediction and assessment*, Davos, Switzerland: Rickenmann, D. and Chen, C.L., Millpress, Rotterdam, Netherlands., p. 25-38.

Potter, N., 1969. Tree-ring dating of snow avalanche tracks and the geomorphic activity of avalanches, northern Absaroka Mountains, Wyoming, Boulder, CO. *Geological Society of America Special Paper*, 123, p.141-165.

Procter, E., Bollschweiler, M., Stoffel, M. & Neumann, M., 2011. A regional reconstruction of debris-flow activity in the Northern Calcareous Alps, Austria. *Geomorphology*, 10.1016/j.geomorph.2011.04.035.

Quintlé, L., 1996. Essai méthodologique sur le repérage d'anciens glissements de terrain: application à la moyenne Ubaye (sud de la commune de Jausiers), Mémoire de DEA, Université Louis Pasteur, Strasbourg, France.

R Development Core Team, 2007. *R: A Language and Environment for Statistical Computing*. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. <http://www.Rproject.org>

Raetz-Brühlhart, H., 1997. *Massenbewegungen im Gurnigelflysch und Einfluss der Klimaänderung*. Zürich: df Hochschulverlag AG an der ETH Zürich.

Rayback, S.A., 1998. A dendrogeomorphological analysis of snow avalanches in the Colorado Front Range, USA. *Physical Geography*, 19, p.502-515.

- Razak, K.A., Straastma, M.W., Van Westen, C.J., Malet, J.P. & De Jong, S.M., 2011. Airborne laser scanning of forested landslides characterization: Terrain model quality and visualization. *Geomorphology*, 126, p.186-200.
- Reardon, B.A., Fagre, D.B. & Steiner, R.W., 2004. Natural avalanches and transportation: a case study from Glacier National Park, Montana, USA. *International Snow Science Workshop*, p.582-597.
- Reardon, B.A., Pederson, G.T., Caruso, C.J. & Fagre, D.B., 2008. Spatial Reconstructions and Comparisons of Historic Snow Avalanche Frequency and Extent Using Tree Rings in Glacier National Park, Montana, U.S.A. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 40(1), p.148-160.
- Reeder, J.W., 1979. The dating of landslides in Anchorage, Alaska—A case for earthquake triggered movements. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, vol 11, no. 7, p 501.
- 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, Université de Caen/Basse-Normandie, France.
- Remaître, A., Malet, J.P. & Cepeda, J., 2010. Landslides and debris flows triggered by rainfall: the Barcelonnette Basin case study, South French Alps. Dans CERIG Editions, Strasbourg, Firenze, Italy,. *Proceeding of the International Conference 'Mountain Risks: Bringing Science to Society'*. In: Malet J-P, Casagli N, Glade T (eds), p. 141-146.
- Rinntech 2009. <http://www.rinntech.com/content/blogcategory/2/28/lang,english>.
- Rinn F., Scheweingruber F.H. & Schar E., 1996. Resistograph and X-ray density charts of wood comparative evaluation of drill resistance profiles and X-ray density charts of different wood species. *Holzforschung*, 50, p.303-311.
- Ripley, B., 1996. *Pattern recognition and neural networks*, Cambridge, New York, Cambridge University Press.
- Rolland, C. & Florence-Schueller, J., 1998. Dendroclimatological synthesis on mountain pine (*Pinus uncinata* Mill. ex Mirb.) in the Pyrenees and the Alps. *Ecologie*, 29(1-2), p.417-421.
- Rubiales, J.M., Bodoque, J.M., Ballesteros, J.A. & Diez-Herrero A., 2008. Response of *Pinus sylvestris* roots to sheet-erosion exposure: an anatomical approach. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 8, 223-231.
- Ruiz-Villanueva, V., Diez-Herrero, A., Stoffel, M., Bollschweiler, M., Bodoque, J.M. & Ballesteros, J.A., 2010. Dendrogeomorphic analysis of flash floods in a small ungauged mountain catchment (Central Spain). *Geomorphology*, 118, p.383-392.

Conclusion générale

Santilli, M & Pelfini, M., 2002. Dendrogeomorphology and dating of debris flows in the Valle del Gallo, Central Alps, Italy. *Dendrochronologia*, 20, p.269-284.

Sardi, 1891. Torrent de Riou-Bourdoux et torrents voisins, dessins et travaux.

Schaerer, P.A., 1972. Terrain and vegetation of snow avalanche sites at Rogers Pass, British Columbia in *Mountain Geomorphology*. Dans *Mountain Geomorphology: Geomorphological Processes in the Canadian Cordillera*. Vancouver B.C.: Slaymaker, O., McPherson, H.J., p. 215-222.

Schneuwly, D. & Stoffel, M., 2008a. Spatial analysis of rockfall activity, bounce heights and geomorphic changes over the last 50 years – A case study using dendrogeomorphology. *Geomorphology*, 102, p.522-531.

Schneuwly, D., Stoffel, M. & Bollschweiler, M., 2008b. Formation and spread of callus tissue and tangential rows of resin ducts in *Larix decidua* and *Picea abies* following rockfall impacts. *Tree Physiology*, 29(2), p.281-289.

Schuster, R.L. & Wieczorek, G.F., 2002. Landslide triggers and types. Dans 1st European Conference on Landslides. Prague: in Rybar J., Stemberk J., and Wagner P., eds., p. 59–78.

Schweingruber, F.H., Eckstein, D., Serre-Bachet, F. & Braker, O.U., 1990. Identification, presentation and interpretation of event years and pointer years in dendrochronology. *Dendrochronologia*, 8, p.8-38.

Shroder, J., 1978. Dendrogeomorphological analysis of mass movement on Table Cliffs Plateau, Utah. *Quaternary Research*, 9(2), p.168-185.

Shroder, J., 1980. Dendrogeomorphology; review and new dating techniques of tree-ring dating. *Progress in Physical Geography*, p.161-188.

Shroder, J.J., Marston, R. & Stoffel, M., 2011. *Mountain and hillslope geomorphology, treatise on geomorphology*, Elsevier, Amsterdam.

Sivan, O., 2000. *Torrents de l'Ubaye*, Editions Sabença de la Valeia, Barcelonnette.

Stefanini, M., 2004. Spatio-temporal analysis of a complex landslide in the Northern Apennines (Italy) by means of dendrochronology. *Geomorphology*, 63(3-4), p.191-202.

Stien, D., 2001. Glissements de terrains et enjeux dans la vallée de l'Ubaye et le pays de Seyne, Rapport RTM, France.

Stoffel, M., 2006. A Review of Studies Dealing with Tree Rings and Rockfall Activity: The Role of Dendrogeomorphology in Natural Hazard Research. *Natural Hazards*, 39, p.51-70.

Stoffel, M., 2010. Magnitude–frequency relationships of debris flows — A case study based on field surveys and tree-ring records. *Geomorphology*, 116, p.67-76.

Stoffel, M., Schneuwly, D., Bollschweiler, M., Lievre, I., Delaloye, R., Myint, M. & Monbaron, M., 2005a. Analyzing rockfall activity (1600–2002) in a protection forest—a case study using dendrogeomorphology. *Geomorphology*, 68, p.224-241.

Stoffel, M., Lievre, I., Monbaron, M. & Perret, S., 2005b. Seasonal timing of rockfall activity on a forested slope at Täschgufer (Swiss Alps) —a dendrochronological approach. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 49(1), p.89-106.

Stoffel, M & Perret, S, 2006. Reconstructing past rockfall activity with tree rings: Some methodological considerations. *Dendrochronologia*, 24(1), p.1-15.

Stoffel, M. & Beniston, M., 2006. On the incidence of debris flows from the early Little Ice Age to a future greenhouse climate: A case study from the Swiss Alps. *Geophysical Research Letters*, 33. DOI : 10.1029/2006GL026805.

Stoffel, M., Bollschweiler, M. & Hassler, G. R., 2006. Differentiating past events on a cone influenced by debris-flow and snow avalanche activity — a dendrogeomorphological approach. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31, (11), p.1424-1437.

Stoffel, M. & Bollschweiler, M., 2008. Tree-ring analysis in natural hazards research - an overview. *Natural Hazards and Earth System Science*, 8(2), p.187-202.

Stoffel, M. & Hitz, O.M., 2008. Snow avalanche and rockfall impacts leave different anatomical signatures in tree rings of *Larix decidua*. *Tree Physiology*, 28, p.1713-1720.

Stoffel, M., Conus, D., Grichting, M.A., Lièvre, I. & Maître G., 2008. Unraveling the patterns of late Holocene debris-flow activity on a cone in the Swiss Alps: Chronology, environment and implications for the future. *Global and Planetary Change*, 60(3-4), p.222-234.

Stoffel, M., Bollschweiler, M., Butler, D. R. & Luckman, B.H., 2010a. *Tree rings and natural hazards*, Dordrecht, New York, Springer.

Stoffel, M. Bollschweiler, M., Widmer, S. & Sorg, A., 2010. Spatio-temporal variability in debris-flow activity: a tree-ring study at Geisstriftbach (Swiss Alps) extending back to AD 1736. *Swiss Journal of Geosciences*, 103, p.283-292.

Strunk, H., 1989. Dendrogeomorphology of debris flows. *Dendrochronologia*, p.15-25.

Strunk, H., 1991. Frequency distribution of debris flows in the Alps since the Little Ice Age. *Z. Geomorph. NF*, p.71-81.

Strunk, H., 1997. Dating of geomorphological processes using dendrogeomorphological methods. *CATENA*, 31, p.137-151.

Conclusion générale

Therneau, T.M. & Atkinson, E.J., 1997. An Introduction to Recursive Partitioning Using the rpart Routine, Rochester: Mayo Clinic.

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, Université de Caen/Basse-Normandie, Caen, France.

Thiery, Y., Malet, J.P., Sterlacchini, S., PUISANT, A. & Maquaire, O., 2007. Landslide susceptibility assessment by bivariate methods at large scales: Application to a complex mountainous environment. *Geomorphology*, 92(1-2), p.38-59.

Timell, T., 1986. Compression wood in gymnosperms, Berlin, New York, Springer-Verlag.

Utasse, M., 2009. Cartographie morpho-dynamique et évolution historique de trois glissements actifs dans le bassin versant du Riou-Bourdoux (Alpes-de-Haute-Provence, Vallée de l'Ubaye). Mémoire de Master, Université de Strasbourg, France.

Van Asch, T. & Van steijn, H., 1991. Temporal patterns of mass movements in the French Alps. *CATENA*, 18, p.515-527.

Van Asch, T., Buma, J. & Van Beek, L.P.H., 1999. A view on some hydrological triggering

systems in landslides. *Geomorphology*, 30, p.25-32.

Vandekerckhove, L., 2001. Short-term bank gully retreat rates in Mediterranean environments. *CATENA*, 44, p.133-161.

Van Den Eeckhaut, M., Muys, B., Van Loy, K., Poesen, J. & Beeckman, H., 2009. Evidence for repeated re-activation of old landslides under forest. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34(3), p.352-365.

Varnes, D.J., 1978. Slope Movement Types and Processes. Dans In Special Report 176.- Landslides: Analysis and Control. Washington, DC: R.L. Schuster and R.J. Krizek, eds, p. 11-33.

Varnes, D.J., 1984. International Association of Engineering Geology., Landslide hazard zonation : a review of principles and practice, Paris, Unesco.

Veyret, Y., 2003. Les risques, SEDES, Paris.

Ward, R. G. W., 1985. An estimate of avalanche frequency in Glen Feshie, Scotland, using tree rings, in: Palaeoenvironmental Investigations. Research Design, Methods and Data Analysis, edited by: Fieller, N. R. J., Gilbertson, D. D., and Ralph, N. G. A., Symposium Number 5(i) of the Association for Environmental Archaeology, British Archaeological Reports International Series, 258, p.237-244.

Weber, D., 1994. Research into earth movements in the Barcelonnette basin. Dans Tem-

poral occurrence and forecasting of landslides in the European Community, p.321-336.

Weber, D., 2001. Contribution de la géomorphologie à la connaissance des mouvements de terrains dans les 'Terres noires' alpines : le glissement-coulée de Super-Sauze (Alpes de Haute Provence, France). Thèse de Doctorat, Université Louis Pasteur, Strasbourg, France.

Wieczorek, G.F., Eaton, L.S., Yanosky, T.M. & Turner, E.J., 2006. Hurricane-induced landslide activity on an alluvial fan along Meadow Run, Shenandoah Valley, Virginia (eastern USA). *Landslides*, 3, p.95-106.

Williams, P., Jacoby, G. & Buckley, B., 1992. Coincident ages of large landslides in Seattle's Lake Washington. *Geological Society of America Abstract with Programs*, vol. 24, 5, p.90.

Tables des figures

Figure 1. Classification des mouvements de terrain en fonction du type de mouvement et du type de matériel déplacé (d'après Varnes, 1978, simplifié). _____	17	Figure 18. Le glissement de terrain du Pra Bellon. ____	41
Figure 2. Les principaux détails et unités d'un glissement de terrain rotationnel (a) et translationnel (b) (d'après Varnes, 1978). _____	18	Figure 19. Principales unités et détails géomorphologiques du glissement de terrain rotationnel du Pra Bellon. _____	42
Figure 3. Cerne de croissance de <i>Pinus uncinata</i> (pin à crochet). _____	20	Figure 20. Le glissement de terrain des Aiguettes. ____	44
Figure 4. Principe de l'interdatation. _____	22	Figure 21. Principales unités et détails géomorphologiques du glissement de terrain rotationnel des Aiguettes. _____	45
Figure 5. Localisation de la moyenne vallée de l'Ubaye. _____	28	Figure 22. Le versant de Bois Noir. _____	46
Figure 6. Profils topographiques simplifiés réalisés le long de la moyenne vallée de l'Ubaye. _____	29	Figure 23. Le glissement de terrain du Bois Noir. ____	47
Figure 7. Bec de l'Aigle. _____	30	Figure 24. Principales unités et détails géomorphologiques du glissement de terrain composite du Bois Noir. _____	49
Figure 8. Les principaux traits lithologiques de la moyenne vallée. _____	31	Figure 25. Le glissement de terrain des Davids-Bas. ____	50
Figure 9. Exemples de fasciés autochtones, de dépôts tertiaires et quaternaires de l'Ubaye. _____	32	Figure 26. Principales unités et détails géomorphologiques du glissement de terrain des Davids-Bas. 51	
Figure 10. Série moyenne mensuelle des précipitations (a) à partir de la base de donnée <i>Histalp</i> sur la période 1800-2003 et diagramme ombrothermique (b) de la station climatique de Barcelonnette. _____	33	Figure 27. Les glissements de terrain annexes localisés dans le BV du Riou Bourdoux. _____	53
Figure 11. Série moyenne annuelle des précipitations à partir de la base de donnée <i>Histalp</i> sur la période 1800-2003. _____	33	Figure 28. Le glissement de terrain de Champerous. ____	55
Figure 12. Le paysage de la moyenne vallée de l'Ubaye au début du 19ème siècle. _____	35	Figure 29. Le glissement de terrain des Bouzoulières. 56	
Figure 13. L'étagement de la végétation de la Moyenne vallée de l'Ubaye (Chondroyannis, 1992). _____	36	Figure 30. Le glissement de terrain des Patignons. ____	57
Figure 14. Localisation des principaux glissements de terrain dans la moyenne vallée de l'Ubaye (d'après Amiot et Nexon, 1995). _____	37	Figure 31. Le glissement de terrain de l'Aupillon. ____	57
Figure 15. Glissements de terrain profonds et superficiels. _____	38	Figure 32. La démarche méthodologique développée dans cette thèse. _____	62
Figure 16. La localisation des 4 sites d'étude principaux dans la moyenne vallée de l'Ubaye. _____	39	Figure 33. Localisation des 13 glissements de terrain qui font l'objet d'une étude dendrogéomorphologique. 63	
Figure 17. Le bassin versant torrentiel du Riou Bourdoux. _____	40	Figure 34. Référentiels dendrochronologiques de <i>P. uncinata</i> (a, c) et de <i>L. decidua</i> (b, d). _____	65
		Figure 35. Localisation des points de grilles <i>Histalp</i> et de la station climatique Météo-France de Barcelonnette. _____	66
		Figure 36. Nombre d'événements recensés dans la moyenne vallée de l'Ubaye à partir des archives historiques. (d'après Amiot et Nexon, 1995 ; Flageollet, 1999). _____	67

Figure 37. Nombre d'événements de crues torrentielles recensées dans le BV du Riou Bourdoux à partir des archives historiques. (d'après Remaître, 2006). _____	67	Figure 54 (suite). Les emprises spatiales des phases de réactivation du glissement de terrain du Pra Bellon. _____	127
Figure 38. Basculement de <i>Pinus uncinata</i> (pin à crochet) par l'activité de glissement de terrain (a). _____	68	Figure 55. Fréquence décennale pour la période 1910-2009. _____	128
Figure 39. Comportement de <i>P. uncinata</i> face à l'enfouissement. _____	69	Figure 56. La cartographie du nombre de réactivations par arbre (a) et de la période de retour (b) sur le glissement de terrain du Pra Bellon. _____	129
Figure 40. Racine déchaussée de <i>P. uncinata</i> situé sur un escarpement (a). _____	70	Figure 57. La cartographie de la probabilité de réactivation dans les 5 (a) et 20 ans (b) à venir. _____	131
Figure 41. Cicatrice d'impact sur la base du tronc de <i>P. uncinata</i> (a). _____	71	Figure 57 (suite). La cartographie de la probabilité de réactivation dans les 50 (a) et 100 ans (b) à venir. _____	132
Figure 42. Formations de lignes tangentielles de canaux résinifères traumatiques observées sur <i>L. decidua</i> . _____	71	Figure 58. Modèle Logit obtenu avec les cumuls des précipitations d'août à décembre (n-1). _____	134
Figure 43. Les techniques d'échantillonnages. _____	72	Figure 59. Echantillonnage dendrogéomorphologique réalisé sur le glissement de terrain des Aiguettes. _____	150
Figure 44. Evolution de la surface de l'échantillon après les différentes étapes de ponçage. _____	74	Figure 60. Structure de l'âge du peuplement sur le glissement de terrain des Aiguettes (a) et nombre d'arbres vivants pour chaque année (b). _____	151
Figure 45. Le comptage et le traitement statistique des échantillons sur une table de lecture <i>Lintab</i> . _____	75	Figure 61. Indice It (a) et nombre d'arbres perturbés (R) (b) sur la période 1890-2011. _____	152
Figure 46. Interdatation entre un échantillon sain et perturbé. _____	76	Figure 62. Reconstruction dendrogéomorphologique des phases de réactivation du glissement des Aiguettes. _____	153
Figure 47. Perturbations de croissance observées dans un <i>P. uncinata</i> après un basculement. _____	77	Figure 63. Les emprises spatiales des phases de réactivation du glissement de terrain des Aiguettes. _____	154
Figure 48. La détermination de l'année de mise à l'air d'une racine déchaussée. _____	78	Figure 63 (suite). Les emprises spatiales des phases de réactivation du glissement de terrain des Aiguettes. _____	155
Figure 49. Loi de distribution de Poisson. _____	82	Figure 64. Fréquence décennale pour la période 1890-2009. _____	155
Figure 50. Echantillonnage dendrogéomorphologique réalisé sur le glissement de terrain du Pra Bellon. _____	121	Figure 65. La cartographie du nombre de réactivations par arbre (a) et de la période de retour (b) sur le glissement de terrain des Aiguettes. _____	156
Figure 51. Structure de l'âge du peuplement sur le glissement de terrain du Pra Bellon (a) et nombre d'arbres vivants pour chaque année (b). _____	123	Figure 66. La cartographie de la probabilité de réactivation dans les 5 (a) et 20 ans (b) à venir. _____	158
Figure 52. Indice It (a) et nombre d'arbres perturbés (R) (b) sur la période 1840-2011. _____	124	Figure 66 (suite). La cartographie de la probabilité de réactivation dans les 50 (c) et 100 ans (d) à venir. _____	159
Figure 53. Reconstruction dendrogéomorphologique des phases de réactivation du glissement du Pra Bellon. _____	124	Figure 67. Modèle Logit obtenu avec les cumuls des précipitations de décembre (n-1) à avril (n). _____	161
Figure 54. Les emprises spatiales des phases de réactivation du glissement de terrain du Pra Bellon. _____	126		

Figure 68. Modèle Logit obtenu avec les cumuls des précipitations des années n-2 et n-1 et des 4 premiers mois de l'année n. _____	161	Figure 84. La cartographie du nombre de réactivations par arbre (a) et de la période de retour (b) sur le glissement de terrain du Bois Noir. _____	223
Figure 69. Echantillonnage dendrogéomorphologique réalisé sur le glissement de terrain des Davids-Bas. _____	200	Figure 85. La cartographie de la probabilité de réactivation dans les 5 (a) et 20 ans (b) à venir. _____	224
Figure 70. Structure de l'âge du peuplement sur le glissement de terrain des Davids-Bas (a) et nombre d'arbres vivants pour chaque année (b). _____	202	Figure 85 (suite). La cartographie de la probabilité de réactivation dans les 50 (a) et 100 ans (b) à venir. _____	225
Figure 71. Indice It (a) et nombre d'arbres perturbés (R) (b) sur la période 1930-2011. _____	203	Figure 86. Modèle Logit obtenu avec les cumuls des précipitations de juillet (n-1) à aout (n-1). _____	227
Figure 72. Reconstruction des phases de réactivation du glissement de terrain des Davids-bas (a) et comparaison entre les PC et les CA. _____	205	Figure 87. Indice It (a) et nombre d'arbres perturbés (R) (b) sur la période 1850-2010. _____	244
Figure 73. Les emprises spatiales des phases de réactivation du glissement de terrain des Davids-Bas. _____	207	Figure 88. Indice It (a) et nombre d'arbres perturbés (R) (b) sur la période 1850-2010. _____	245
Figure 74. Fréquence décennale pour la période 1970-2009. _____	208	Figure 89. Indice It (a) et nombre d'arbres perturbés (R) (b) sur la période 1850-2010. _____	246
Figure 75. La cartographie du nombre de réactivations par arbre (a) et de la période de retour (b) sur le glissement de terrain des Davids-Bas. _____	209	Figure 90. Indice It (a) et nombre d'arbres perturbés (R) (b) sur la période 1850-2010. _____	247
Figure 76. La cartographie de la probabilité de réactivation dans les 5 (a) et 20 ans (b) à venir. _____	211	Figure 91. Indice It (a) et nombre d'arbres perturbés (R) (b) sur la période 1850-2010. _____	248
Figure 76 (suite). La cartographie de la probabilité de réactivation dans les 50 (c) et 100 ans (d) à venir. _____	212	Figure 92. Indice It (a) et nombre d'arbres perturbés (R) (b) sur la période 1850-2010. _____	249
Figure 77. Modèle Logit obtenu avec les cumuls des précipitations de décembre (n-1) à janvier (n). _____	214	Figure 93. Indice It (a) et nombre d'arbres perturbés (R) (b) sur la période 1850-2010. _____	250
Figure 78. Echantillonnage dendrogéomorphologique réalisé sur le glissement de terrain du Bois Noir. _____	216	Figure 94. Indice It (a) et nombre d'arbres perturbés (R) (b) sur la période 1850-2010. _____	251
Figure 79. Structure de l'âge du peuplement sur le glissement de terrain du Bois Noir (a) et nombre d'arbres vivants pour chaque année (b). _____	218	Figure 95. Indice It (a) et nombre d'arbres perturbés (R) (b) sur la période 1850-2010. _____	252
Figure 80. Indice It (a) et nombre d'arbres perturbés (R) (b) sur la période 1830-2008. _____	219	Figure 96. Variabilité de l'âge du peuplement sur les 13 glissements de terrains étudiés. _____	256
Figure 81. Reconstruction dendrogéomorphologique des phases de réactivation du glissement du Bois Noir. _____	220	Figure 97. Evolution paysagère du BV torrentiel du Riou Bourdoux entre 1882 et 1889. Dessin : M. Sardi, 1891. _____	257
Figure 82. Les emprises spatiales des phases de réactivation du glissement de terrain du Bois Noir. _____	221	Figure 98. La chronique dendrogéomorphologique réalisée à l'échelle de la moyenne vallée de l'Ubaye. _____	258
Figure 83. Fréquence décennale pour la période 1870-2008. _____	222	Figure 99. Les 91 phases de réactivation reconstruites par dendrogéomorphologie pour chacun des 13 glissements de terrain depuis 1830. _____	259

Figure 100. Répartition inter-glissements et versants des 91 phases de réactivation. _____	260	Figure 117. La cartographie de la probabilité de réactivation à l'horizon 2110 pour les glissements de terrain du Pra Bellon (a), des Aiguettes (b), du Bois Noir (c) et des Davids-Bas (d). _____	276
Figure 101. Fréquence décennale pour la période 1860-2009. _____	261	Figure 118. Cartographie qualitative de l'aléa (a, c) et de la probabilité de réactivation à l'horizon 2110 (b, d) pour les glissements de terrain des Aiguettes (a, b) et du Pra Bellon (c, d). _____	277
Figure 102. Glissement de terrain du Pra Bellon sur le fond topographique de l'Etat-Major (1825-1866). ____	262	Figure 119. jeunes P. abies basculés artificiellement, site de Vaujany (Isère, France). _____	283
Figure 103. Aperçu d'une jeune plantation de pins sur les versants du Riou de La Pare, de l'Angoustin et de Césier, 1903. _____	263	Figure 120. Résitographe IML Rési F300 (a) et réponse densitométrique d'une rondelle de L. decidua (b). ____	289
Figure 104. La Grande Séolane depuis le BV du Riou-Bourdoux, 1890. _____	263		
Figure 105. Barrage Demontzey en 1891. _____	264		
Figure 106. Reconstruction dendrogéomorphologique (a) et base de données historiques des glissements de terrain (b). _____	265		
Figure 107. Reconstruction dendrogéomorphologique (a) et base de données historiques des événements torrentiels du torrent du Riou Bourdoux. _____	266		
Figure 108. Etude diachronique du glissement de terrain du Pra Bellon depuis 1948. _____	267		
Figure 109. Etude diachronique du glissement de terrain du Bois Noir depuis 1948. _____	268		
Figure 110. Etude diachronique du glissement de terrain des Aiguettes depuis 1948. _____	269		
Figure 111. Etude diachronique du glissement de terrain des Davids-Bas depuis 1948. _____	270		
Figure 112. Etude diachronique des glissements de terrain des Fraissinets (A), du Berger (B), du Replat (C), de Clémence (D) et de La Pare (E) depuis 1948. ____	271		
Fig.113. Précipitations annuelles de la moyenne vallée de l'Ubaye sur la période 1860-2003. _____	273		
Figure 114. Modèle Logit obtenu avec les cumuls des précipitations de décembre (n-1) à avril (n). _____	273		
Figure 115. Modèle Logit obtenu avec les cumuls des précipitations de décembre (n-1) à avril (n). _____	274		
Figure 116. Modèle Logit obtenu avec les cumuls des précipitations de décembre (n-1) à avril (n). _____	276		

Tables des tableaux

Tableau 1. Nombre de publications scientifiques en dendrogéomorphologie. _____	23	Tableau 20. Paramètres des modèles de régressions logistiques. _____	274
Tableau 2. Principales recherches en dendrogéomorphologie dans le domaine des glissements de terrain. _____	24		
Tableau 3. Base de données dendrogéomorphologique disponible sur les sites d'étude annexes. _____	64		
Tableau 4. Indice de Moran (IM) et distribution. _____	122		
Tableau 5. La formation saisonnière du bois de compression. _____	133		
Tableau 6. Paramètres des modèles de régressions logistiques. _____	134		
Tableau 7. Indice de Moran (IM) et distribution. _____	153		
Tableau 8. La formation saisonnière du bois de compression. _____	160		
Tableau 9. Paramètres des modèles de régressions logistiques. _____	161		
Tableau 10. Indice de Moran (IM) et distribution. _____	204		
Tableau 11. PC observées dans la tige et CA observées dans les sections racinaires. _____	205		
Tableau 12. La formation saisonnière du bois de compression. _____	213		
Tableau 13. Paramètres des modèles de régressions logistiques. _____	213		
Tableau 14. Indice de Moran (IM) et distribution. _____	220		
Tableau 15. La formation saisonnière du bois de compression. _____	226		
Tableau 16. Paramètres des modèles de régressions logistiques. _____	227		
Tableau 17. Synthèse dendrogéomorphologique à l'échelle de la moyenne vallée de l'Ubaye. _____	256		
Tableau 18. Paramètres des modèles de régressions logistiques. _____	272		
Tableau 19. Paramètres des modèles de régressions logistiques. _____	273		

Annexes

Les Annexes

Les annexes qui vont suivre, sont un extrait des archives iconographiques du RTM-04 disponible au Cemagref de Grenoble. Cette compilation de clichés et de dessins, est un hommage aux hommes qui ont contribué à la correction des versants du torrent du Riou Bourdoux aux 19^{ème} siècles.

Annexe 1. Dessins des travaux, 1891. M. Sardi, inspecteur-adjoint des forêts.

Annexe 2. Légendes des figures disponibles dans le document «Dessins des Travaux» réalisé par M. Sardi, 1891.

Annexe 3. Plans généraux du bassin versant torrentiel du Riou Bourdoux, 1891 (Sardi).

Annexe 4. Dessins des techniques de correction (fascinages, clayonnages, drainages, rigoles pavés, plantations de berges) menés dans le bassin versant du Riou Bourdoux, à partir de 1882 (Sardi).

Annexe 5. Section du torrent du Riou Bourdoux avant la construction du barrage Demontzey (Sardi, 1891).

Annexe 6. Section du torrent du Riou Bourdoux après la régularisation du lit (Sardi, 1891)

Annexe 7. Confection de garnissages et de clayonnages, bassin versant du Riou Bourdoux, 1907 (photographe inconnu).

Annexe 8. Série de grands clayonnages et de fascinages vivants, 1877 (E. de Gayffier).

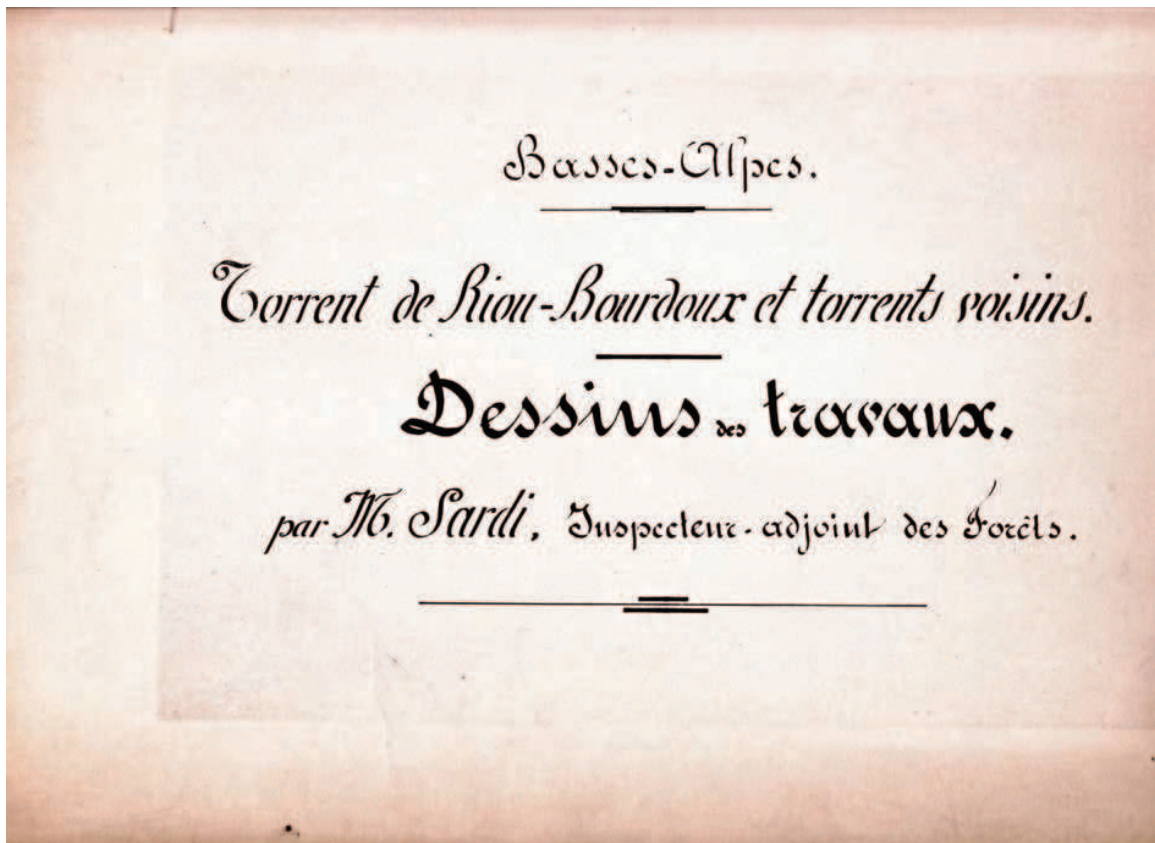
Annexe 9. Torrent du Riou Bourdoux. Vue générale du barrage Demontzey et de son atterrissement en 1888 (Sardi).

Annexe 10. Torrent du Riou Bourdoux. Vue générale du barrage Demontzey et des plantations de berges, 1891 (photographe inconnu).

Annexe 11. Torrent du Riou Bourdoux. Contres marches d'atterrissement n°1 à 9, 30 mai 1904 (Vincent).

Annexe 12. Torrent du Riou Bourdoux. Cône de déjection-constitution d'un lit chenalisé, 1888 (photographe inconnu).

Annexe 1



Annexe 2

Figure 1. — Fascinages. Elevation, plan et coupes.

Le type de fascinage représenté par les plans de la figure 1, a été adopté par une
très grande école. Avec les canons et Canoles de bois saisis (maris exfoliées).
La largeur de ces ouvrages varie suivant la largeur des profils en travers, mais leur hauteur
demeure constante. L'expérience a démontré que ces ouvrages ne doivent être adoptés
que dans les petits terrains et joints relativement faibles qui délimitent les terrains de
transport.

Figure 2. — Clayonnages. Elevation, plan et coupes.

Le plus grand clayonnage construit est représenté à la figure 2. Il s'agit d'un
long et mince ouvrage formé d'épis à l'arrête de sa première partie. Les premiers
ouvrages ont été de bois à un système complet de clayonnages de l'ordre constructif
chaque année de plus en plus en montant le long des canons tels que la figure 3
de ce chapitre. Les clayonnages ont été plantés au fur et à mesure de leur formation
en canons et autres canons faibles. L'expérience a démontré que ce système, en
particulier, est employé qui avec certains des joints se déplaçant par 30 à
40 %. Dans le cas de joints moins courts, les résultats sont excellents; les joints de 10
mètres sont compris par une rigoureuse végétation forestière avec de bons résultats
habiles et peuvent se porter de 2 à 3 mètres de clayonnage dans le cas contraire est fini.

Figures 4 et 5. — Drainages et rigoles pavées.

Dans les terrains aquatiques et au fond des dépressions de terrain où la nappe
est permanente, on a adopté deux systèmes en vue de rendre et suffisamment écouler les
eaux qui en résultent. Les terres basses de la suite des champs ou de grandes plaines, sont
les canons principaux de grande importance sur les canons dominants de la région.

Le drainage (fig. 4) est représenté par une rigole de profondeur 1 mètre disposée en un
cours à une distance de 10 à 15 mètres des canons principaux de la région de plus grande pente
notamment représentant les eaux dans leur direction de nature le sol. Le système
adopté est simple et est très grand et stable, surtout à l'égard des résultats obtenus.
Les rigoles pavées (fig. 5) consistent en une tranchée peu profonde creusée dans le
sol au moyen de la charrue ou à l'aide d'un outil quelconque et remplie de pierres ou de
briques. Elles sont généralement de 1 mètre de largeur et de 0,20 mètre de profondeur.
On les fait à l'usage de la culture des terres qui peuvent être en mouvement en certains points,
notamment par l'effet du vent et du vent. Elles se font au lieu de rigoles pavées
dans les champs de culture et dans les champs de culture de céréales et de légumes
et sont généralement de 1 mètre de largeur et de 0,20 mètre de profondeur.

Figure 6. — Plantations. Couverture de berges, etc.

La figure 6 représente les différents systèmes de plantation adoptés pour la
couverture des berges, des canons, etc. et en particulier, les berges de canons.

Les berges de canons sont plantés au fur et à mesure de leur formation en canons et autres canons faibles.
On plante au fur et à mesure de leur formation en canons et autres canons faibles.
On plante au fur et à mesure de leur formation en canons et autres canons faibles.
On plante au fur et à mesure de leur formation en canons et autres canons faibles.

On plante au fur et à mesure de leur formation en canons et autres canons faibles.
On plante au fur et à mesure de leur formation en canons et autres canons faibles.
On plante au fur et à mesure de leur formation en canons et autres canons faibles.
On plante au fur et à mesure de leur formation en canons et autres canons faibles.

en outre, comme l'indique la figure 6 en b, b, b, ... et en les plantant au fur et à mesure de leur formation en canons et autres canons faibles.
On plante au fur et à mesure de leur formation en canons et autres canons faibles.

Le système de plantation représenté par les plans de la figure 1, a été adopté par une
très grande école. Avec les canons et Canoles de bois saisis (maris exfoliées).
La largeur de ces ouvrages varie suivant la largeur des profils en travers, mais leur hauteur
demeure constante. L'expérience a démontré que ces ouvrages ne doivent être adoptés
que dans les petits terrains et joints relativement faibles qui délimitent les terrains de
transport.

La figure 7 indique de quelle façon on arrive à la création d'un canon
quelconque. On fait d'abord les berges et autres ouvrages en bois et en terre
parallèles aux berges, les canons, au fur et à mesure de leur formation en canons et autres canons faibles.
On plante au fur et à mesure de leur formation en canons et autres canons faibles.

Figures 8, 9 et 10. — Plantation de saules.

Figure 8. Branches de saules couchées dans un canon dans lequel on a fait
le système de plantation de saules couchés dans un canon dans lequel on a fait
le système de plantation de saules couchés dans un canon dans lequel on a fait
le système de plantation de saules couchés dans un canon dans lequel on a fait

Figure 9. Le système de plantation de saules couchés dans un canon dans lequel on a fait
le système de plantation de saules couchés dans un canon dans lequel on a fait
le système de plantation de saules couchés dans un canon dans lequel on a fait

Figure 10. Le système de plantation de saules couchés dans un canon dans lequel on a fait
le système de plantation de saules couchés dans un canon dans lequel on a fait
le système de plantation de saules couchés dans un canon dans lequel on a fait

Figures 11 et 12. — Canons.

Le système de canons représenté par la figure 11 est pratiqué sur des
terres basses et plates, et est représenté par une rigole de profondeur 1 mètre disposée en un
cours à une distance de 10 à 15 mètres des canons principaux de la région de plus grande pente
notamment représentant les eaux dans leur direction de nature le sol. Le système
adopté est simple et est très grand et stable, surtout à l'égard des résultats obtenus.

Figure 12. Le système de plantation de saules couchés dans un canon dans lequel on a fait
le système de plantation de saules couchés dans un canon dans lequel on a fait
le système de plantation de saules couchés dans un canon dans lequel on a fait

Figures 13, 14 et 15. — Couverture de berges au moyen d'arbres et de branches couchées.

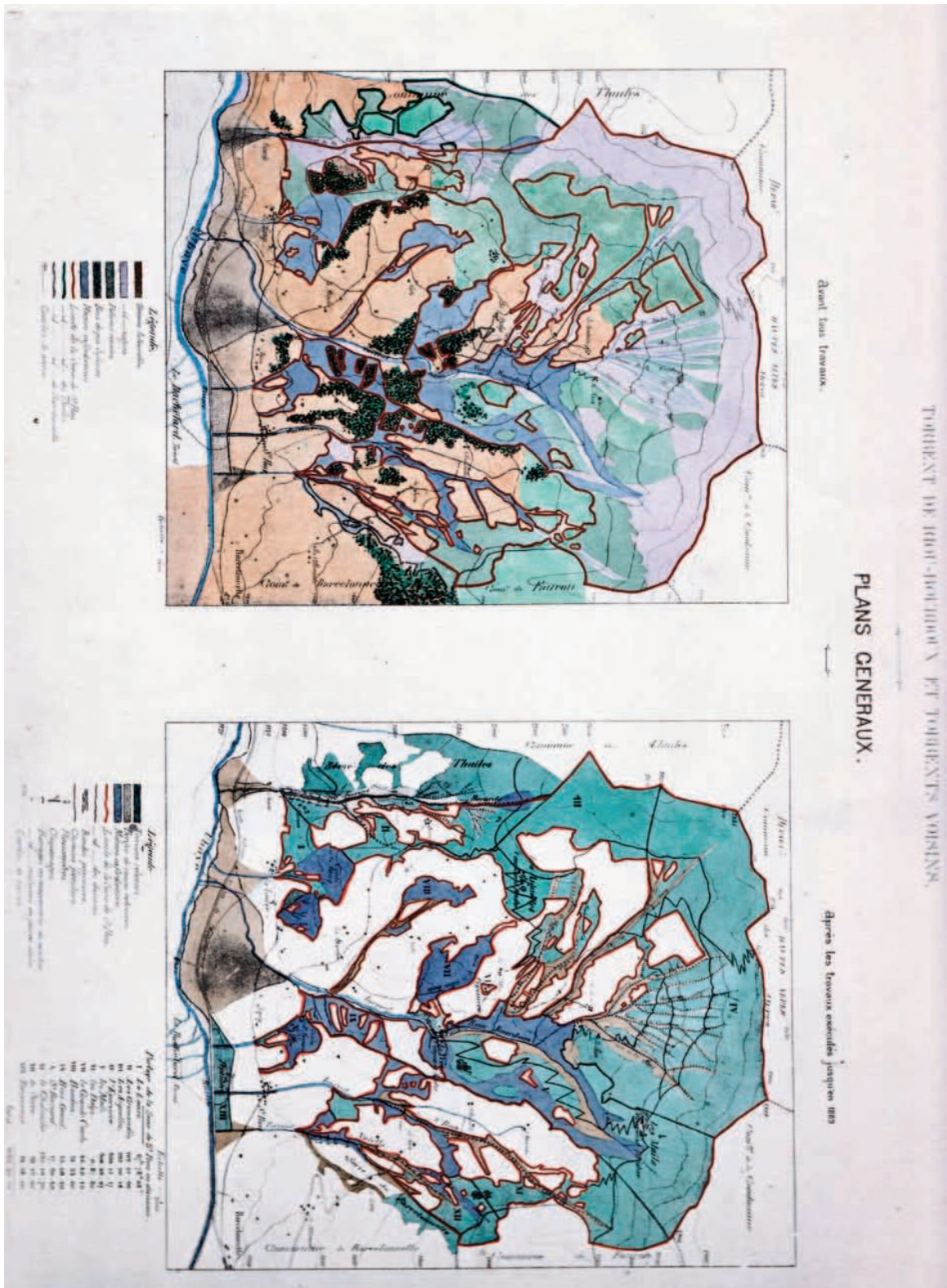
Le traitement des berges au moyen d'arbres et de branches couchées dans un canon dans lequel on a fait
le système de plantation de saules couchés dans un canon dans lequel on a fait
le système de plantation de saules couchés dans un canon dans lequel on a fait

On plante au fur et à mesure de leur formation en canons et autres canons faibles.
On plante au fur et à mesure de leur formation en canons et autres canons faibles.
On plante au fur et à mesure de leur formation en canons et autres canons faibles.
On plante au fur et à mesure de leur formation en canons et autres canons faibles.

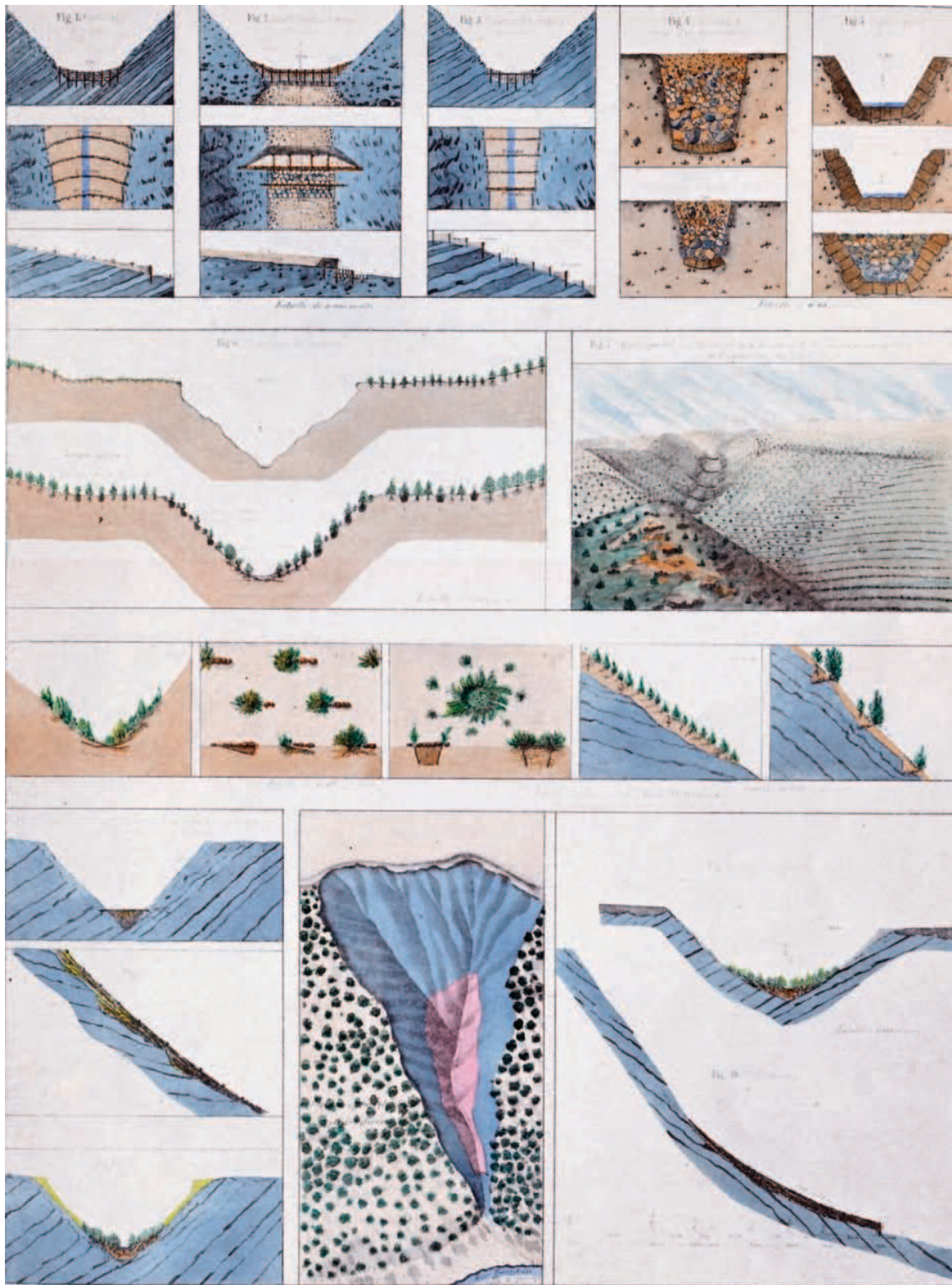
Figures 16, 17 et 18.

Le système de plantation de saules couchés dans un canon dans lequel on a fait
le système de plantation de saules couchés dans un canon dans lequel on a fait
le système de plantation de saules couchés dans un canon dans lequel on a fait

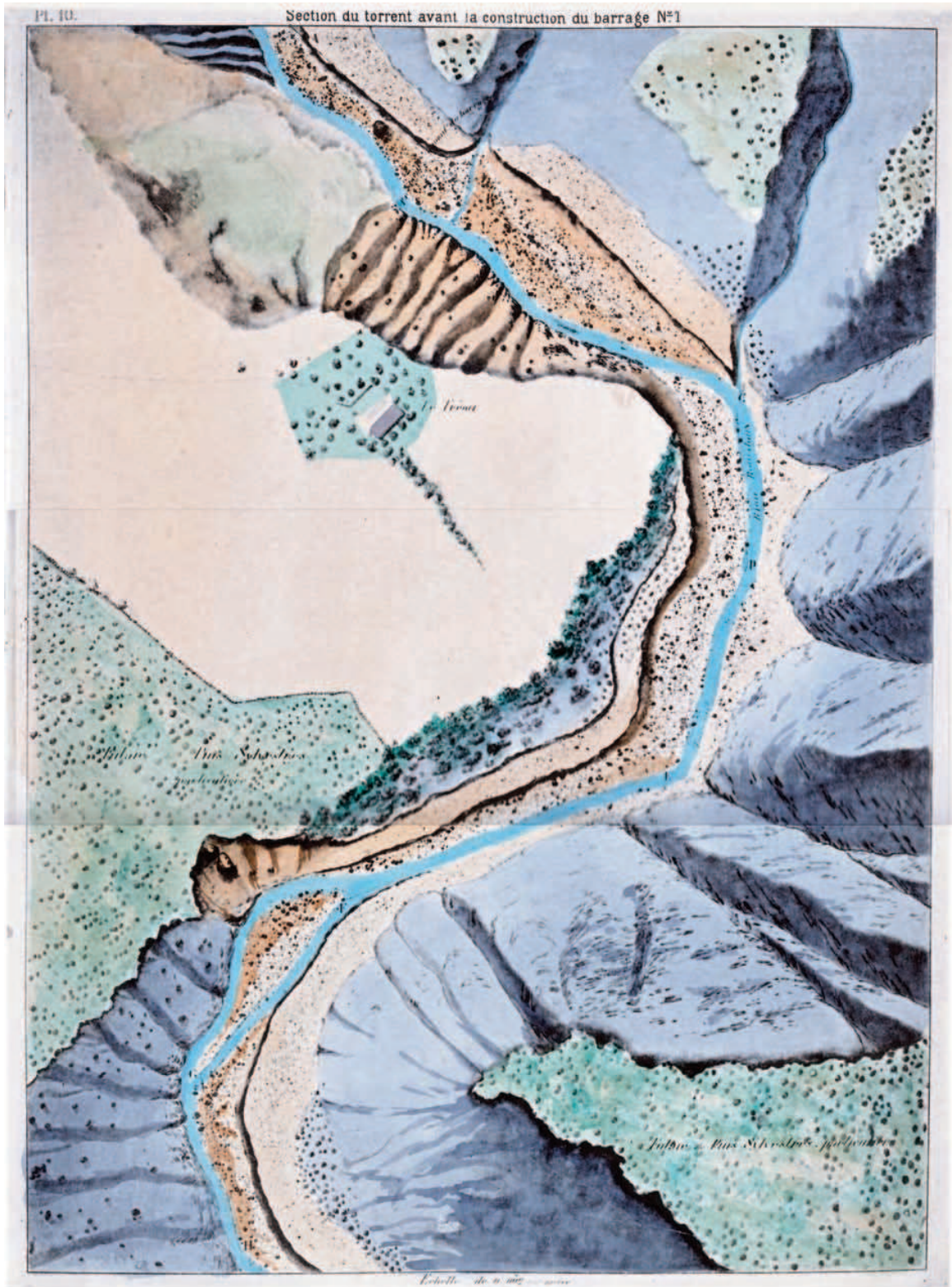
Annexe 3



Annexe 4



Annexe 5



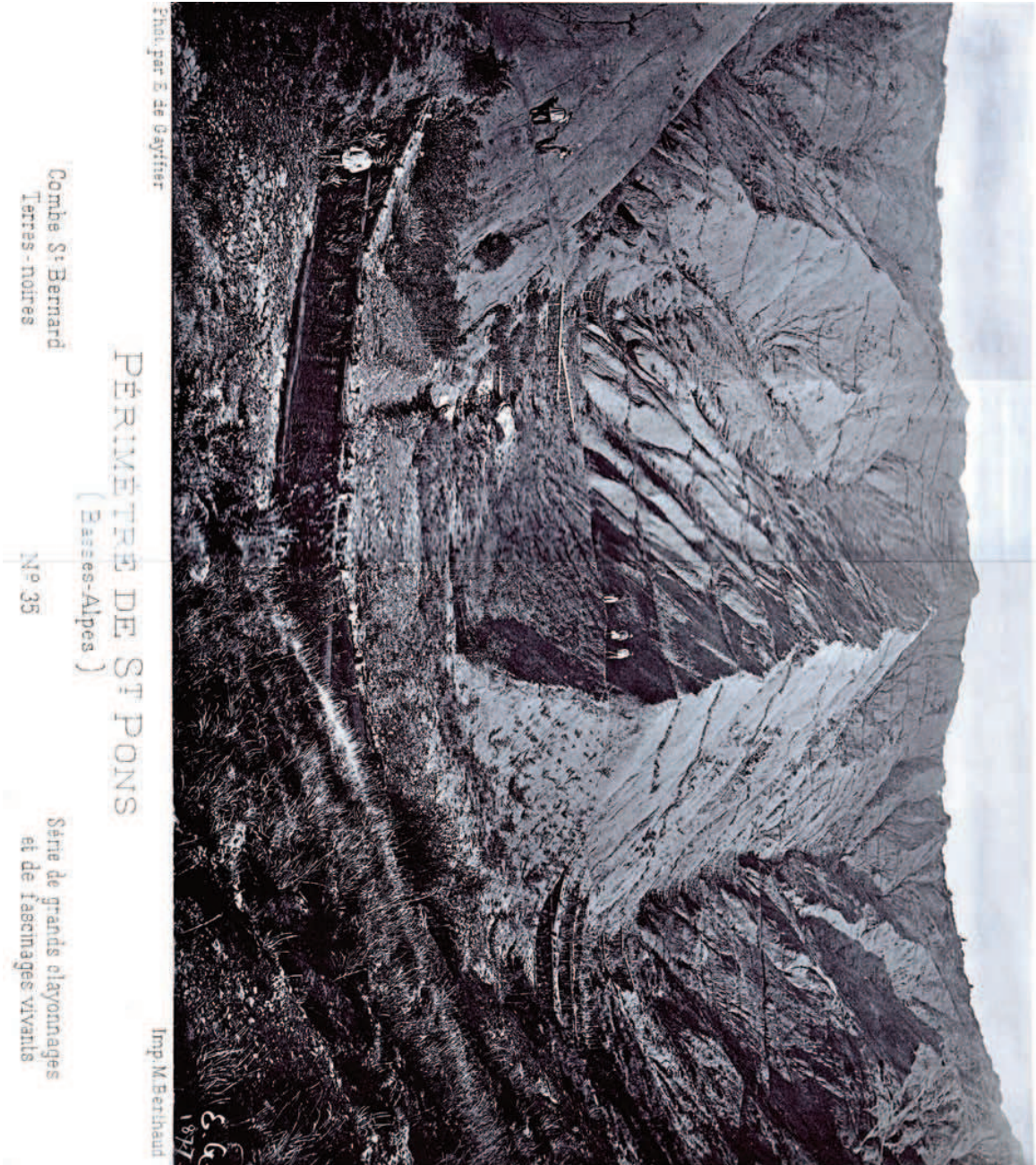
Annexe 6



Annexe 7



Annexe 8



Annexe 9

N° 60.
16th 1888.
Dard.

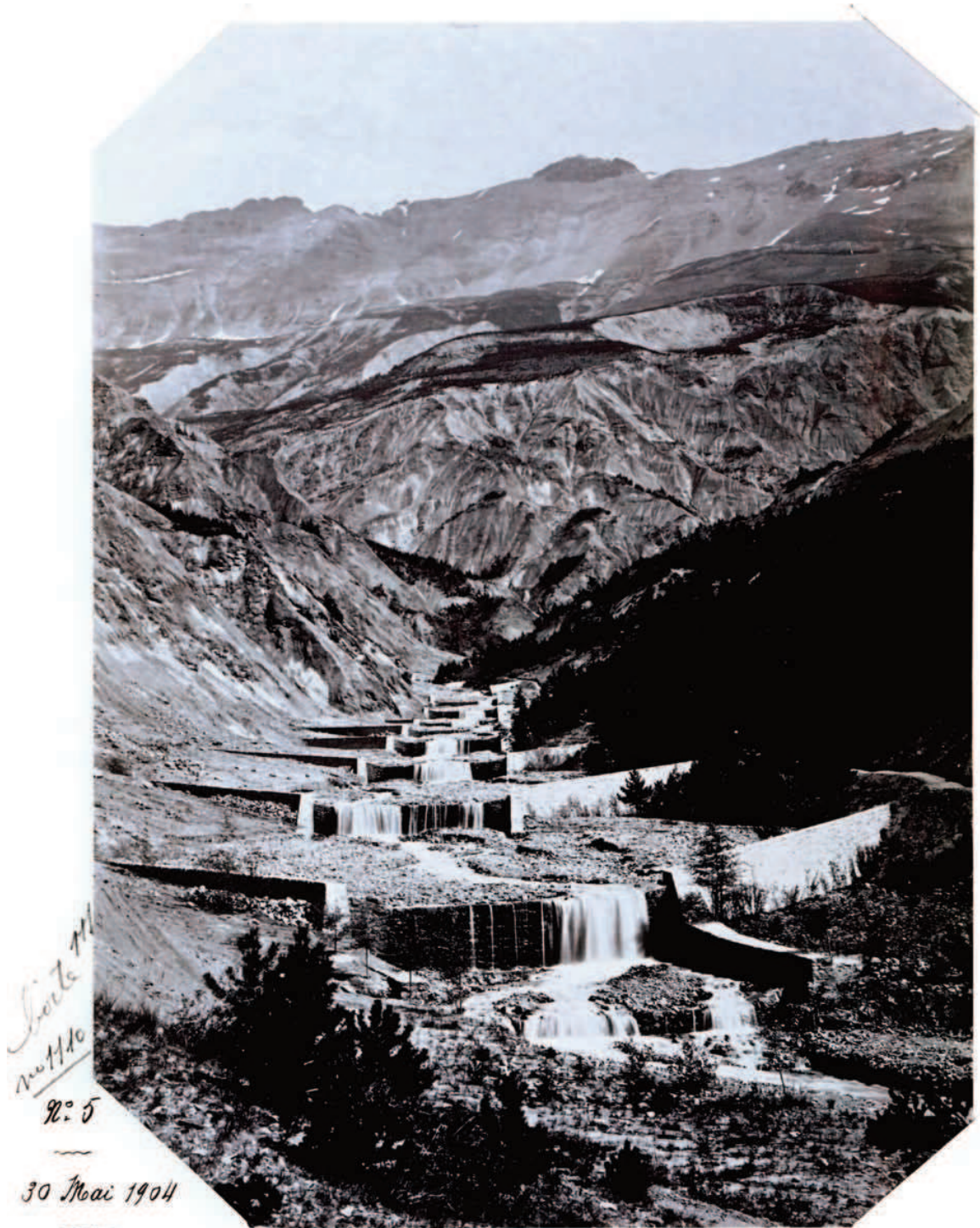
Entrée de la Vallée de Bourdeaux.
Au point de vue de son développement.



Annexe 10



Annexe 11



Bois M
no 1410
n° 5

30 Mai 1904

M. Vincent

Vorcent du Rion-Bourdoux.

Contre marches d'atterrissement n° 1 à 9.
Altitude : Contre marche n° 1 à 1370 mètres.

Annexe 12



