



HAL
open science

Du drain potentiel au drain réel : utilisation de données satellitaires à très haute résolution pour l'étude de l'origine géomorphologique des chemins de l'eau sur des bassins versants méditerranéens soumis aux crues éclair.

Denis Maréchal

► **To cite this version:**

Denis Maréchal. Du drain potentiel au drain réel : utilisation de données satellitaires à très haute résolution pour l'étude de l'origine géomorphologique des chemins de l'eau sur des bassins versants méditerranéens soumis aux crues éclair.. Autre. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Saint-Etienne, 2011. Français. NNT : 2011EMSE0609 . tel-00715931

HAL Id: tel-00715931

<https://theses.hal.science/tel-00715931>

Submitted on 9 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.

NNT : 2011 EMSE 0609

THÈSE

présentée par

Denis Maréchal

pour obtenir le grade de
Docteur de l'École Nationale Supérieure des Mines de Saint-Étienne

Spécialité : Sciences et Génie de l'Environnement

Du drain potentiel au drain réel :
Utilisation de données satellitales à très haute résolution pour l'étude de
l'origine géomorphologique des chemins de l'eau sur des bassins versants
méditerranéens soumis aux crues éclair

soutenue à Alès, le 26 mai 2011

Membres du jury

Président :	Didier GRAILLOT	Directeur de Recherche, Ecole des Mines de Saint-Etienne
Rapporteurs :	Eric GAUME Roger MOUSSA	Ingénieur en Chef des Ponts des Eaux et des Forêts, HDR, Bouguenais Directeur de recherche, INRA, Montpellier
Examineur(s) :	Hélène De BOISSEZON Claude MARTIN Paolo TAROLLI	Ingénieur au CNES, Toulouse Chargé de recherche, CNRS, Les Arcs Research Associate, University of Padova, ITALY
Directeurs de thèse :	Sophie SAUVAGNARGUES-LESAGE Christian PUECH	Maître-Assistant, HDR, Ecole des Mines d'Alès Directeur de recherche émérite, CEMAGREF, Montpellier
Invités:	Pierre-Alain AYRAL Jean-Stéphane BAILLY	Maître-Assistant, Ecole des Mines d'Alès Enseignant-chercheur, AgroParisTech, Montpellier

Spécialités doctorales :

SCIENCES ET GENIE DES MATERIAUX
 MECANIQUE ET INGENIERIE
 GENIE DES PROCEDES
 SCIENCES DE LA TERRE
 SCIENCES ET GENIE DE L'ENVIRONNEMENT
 MATHEMATIQUES APPLIQUEES
 INFORMATIQUE
 IMAGE, VISION, SIGNAL
 GENIE INDUSTRIEL
 MICROELECTRONIQUE

Responsables :

J. DRIVER Directeur de recherche – Centre SMS
 A. VAUTRIN Professeur – Centre SMS
 G. THOMAS Professeur – Centre SPIN
 B. GUY Maître de recherche – Centre SPIN
 J. BOURGOIS Professeur – Centre SITE
 E. TOUBOUL Ingénieur – Centre G2I
 O. BOISSIER Professeur – Centre G2I
 JC. PINOLI Professeur – Centre CIS
 P. BURLAT Professeur – Centre G2I
 Ph. COLLOT Professeur – Centre CMP

Enseignants-chercheurs et chercheurs autorisés à diriger des thèses de doctorat (titulaires d'un doctorat d'État ou d'une HDR)

AVRIL	Stéphane	MA	Mécanique & Ingénierie	CIS
BATTON-HUBERT	Mireille	MA	Sciences & Génie de l'Environnement	SITE
BENABEN	Patrick	PR 1	Sciences & Génie des Matériaux	CMP
BERNACHE-ASSOLLANT	Didier	PR 0	Génie des Procédés	CIS
BIGOT	Jean-Pierre	MR	Génie des Procédés	SPIN
BILAL	Essaïd	DR	Sciences de la Terre	SPIN
BOISSIER	Olivier	PR 1	Informatique	G2I
BORBELY	Andras	MR	Sciences et Génie des Matériaux	SMS
BOUCHER	Xavier	MA	Génie Industriel	G2I
BOUDAREL	Marie-Reine	PR 2	Génie Industriel	DF
BOURGOIS	Jacques	PR 0	Sciences & Génie de l'Environnement	SITE
BRODHAG	Christian	DR	Sciences & Génie de l'Environnement	SITE
BURLAT	Patrick	PR 2	Génie industriel	G2I
COLLOT	Philippe	PR 1	Microélectronique	CMP
COURNIL	Michel	PR 0	Génie des Procédés	SPIN
DAUZERE-PERES	Stéphane	PR 1	Génie industriel	CMP
DARRIEULAT	Michel	IGM	Sciences & Génie des Matériaux	SMS
DECHOMETS	Roland	PR 1	Sciences & Génie de l'Environnement	SITE
DESRAYAUD	Christophe	MA	Mécanique & Ingénierie	SMS
DELAFOSSÉ	David	PR 1	Sciences & Génie des Matériaux	SMS
DOLGUI	Alexandre	PR 1	Génie Industriel	G2I
DRAPIER	Sylvain	PR 2	Mécanique & Ingénierie	SMS
DRIVER	Julian	DR 0	Sciences & Génie des Matériaux	SMS
FEILLET	Dominique	PR 2	Génie Industriel	CMP
FOREST	Bernard	PR 1	Sciences & Génie des Matériaux	CIS
FORMISYN	Pascal	PR 1	Sciences & Génie de l'Environnement	SITE
FRACZKIEWICZ	Anna	DR	Sciences & Génie des Matériaux	SMS
GARCIA	Daniel	MR	Génie des Procédés	SPIN
GIRARDOT	Jean-Jacques	MR	Informatique	G2I
GOEURIOT	Dominique	MR	Sciences & Génie des Matériaux	SMS
GRAILLOT	Didier	DR	Sciences & Génie de l'Environnement	SITE
GROSSEAU	Philippe	MR	Génie des Procédés	SPIN
GRUY	Frédéric	MR	Génie des Procédés	SPIN
GUY	Bernard	MR	Sciences de la Terre	SPIN
GUYONNET	René	DR	Génie des Procédés	SPIN
HERRI	Jean-Michel	PR 2	Génie des Procédés	SPIN
INAL	Karim	PR 2	Microélectronique	CMP
KLÖCKER	Helmut	DR	Sciences & Génie des Matériaux	SMS
LAFORÉST	Valérie	CR	Sciences & Génie de l'Environnement	SITE
LERICHE	Rodolphe	CR CNRS	Mécanique et Ingénierie	SMS
LI	Jean-Michel	EC (CCI MP)	Microélectronique	CMP
MALLIARAS	George Grégory	PR 1	Microélectronique	CMP
MOLIMARD	Jérôme	MA	Mécanique et Ingénierie	SMS
MONTHEILLET	Frank	DR 1 CNRS	Sciences & Génie des Matériaux	SMS
PERIER-CAMBY	Laurent	PR 2	Génie des Procédés	SPIN
PIJOLAT	Christophe	PR 1	Génie des Procédés	SPIN
PIJOLAT	Michèle	PR 1	Génie des Procédés	SPIN
PINOLI	Jean-Charles	PR 0	Image, Vision, Signal	CIS
STOLARZ	Jacques	CR	Sciences & Génie des Matériaux	SMS
SZAFNICKI	Konrad	MR	Sciences & Génie de l'Environnement	SITE
THOMAS	Gérard	PR 0	Génie des Procédés	SPIN
TRIA	Assia		Microélectronique	CMP
VALDIVIESO	François	MA	Sciences & Génie des Matériaux	SMS
VAUTRIN	Alain	PR 0	Mécanique & Ingénierie	SMS
VIRICELLE	Jean-Paul	MR	Génie des procédés	SPIN
WOLSKI	Krzysztof	DR	Sciences & Génie des Matériaux	SMS
XIE	Xiaolan	PR 1	Génie industriel	CIS

Glossaire :

PR 0	Professeur classe exceptionnelle
PR 1	Professeur 1 ^{ère} classe
PR 2	Professeur 2 ^{ème} classe
MA(MDC)	Maître assistant
DR	Directeur de recherche
Ing.	Ingénieur
MR(DR2)	Maître de recherche
CR	Chargé de recherche
EC	Enseignant-chercheur
IGM	Ingénieur général des mines

Centres :

SMS	Sciences des Matériaux et des Structures
SPIN	Sciences des Processus Industriels et Naturels
SITE	Sciences Information et Technologies pour l'Environnement
G2I	Génie Industriel et Informatique
CMP	Centre de Microélectronique de Provence
CIS	Centre Ingénierie et Santé

Remerciements

Je tiens dans un premier temps à remercier Eric Gaume et Roger Moussa d'avoir accepté d'être les rapporteurs de ces travaux. Leurs remarques et leurs critiques constructives ont permis de faire évoluer ce travail, d'apporter des éclairages particulièrement intéressants et d'aider à mettre en valeur l'intérêt et les impacts d'une telle étude. Merci également à Didier Graillot, de l'Ecole des Mines de St Etienne, d'avoir accepté de présider le jury, et d'avoir apporté son expérience au déroulement de la soutenance orale et à la critique constructive de ces travaux.

Je tiens également à remercier l'ensemble des examinateurs : Hélène De Boissezon, Paolo Tarolli et Claude Martin, d'avoir accepté de participer à la soutenance, d'apporter leurs commentaires et pour l'ensemble de leurs interventions au cours de la thèse.

Avant de remercier l'ensemble des gens qui ont collaboré à cette étude, je tenais à remercier spécialement Hélène De Boissezon, qui a, par sa volonté, permis le financement de cette thèse, suivi l'évolution des travaux depuis le début du projet et m'a toujours soutenu. Merci encore.

De nombreuses collaborations ont permis à ce travail de voir le jour.

Tout d'abord, je tiens à remercier l'ensemble de l'équipe de l'UMR « Espace » de St Christol-les-Alès et particulièrement Jean-François Didon-Lescot et Jean-Marc Domergue, qui, tout au long de ce travail, et en collaboration avec Claude Martin, m'ont permis de découvrir et d'explorer nos chers bassins expérimentaux, m'ont apporté énormément de connaissances sur le terrain et ont permis le suivi continu des réponses hydrologiques des bassins. Leur gentillesse, leur disponibilité et leur expérience sont précieuses et ont été indispensables à la réalisation de ces travaux. Merci à vous.

Merci à Christophe Bouvier, qui non seulement sur le terrain mais aussi lors des réunions de comité de pilotage, m'a apporté un éclairage intéressant sur les problématiques abordées.

J'en profite pour remercier l'ensemble des participants aux différents comités de pilotage qui m'ont apporté de précieux conseils.

Merci également à l'OHMCV et à Guy Delrieux pour le soutien scientifique et financier.

Merci à Christian Puech, directeur de cette thèse, de m'avoir, depuis le début et jusqu'à la toute fin, suivi de manière acharnée sur l'ensemble de ces travaux. Merci pour tes remarques, critiques et conseils qui, j'en suis sûr, ont permis à ce travail de prendre de la valeur. Les réunions pouvaient être particulièrement mouvementées, mais elles ont toujours servies la thèse, et elles m'ont permis de réellement avancé dans mon travail.

Merci à Jean-Stéphane Bailly, encadrant, qui a réellement lancé le développement de l'algorithme NET, grâce à ses grandes compétences sous R et à sa patience avec le novice que j'étais. Merci pour ta compréhension et tes encouragements.

Un grand merci à Sophie Sauvagnargues-Lesage, directrice de thèse, qui a été assez folle pour faire confiance à la « Toulouse connection » et me recruter. Merci Sophie pour ton humanité et pour tes interventions plus que pertinentes, pour ta franchise et ta simplicité dans les relations humaines qui facilitent grandement le travail en équipe. J'espère qu'on pourra se retrouver sur la route sinueuse de la recherche.

Un merci spécial à Pierre-Alain Ayral, encadrant, qui m'a suivi (de près !) à l'école depuis le début et jusqu'à la fin. De la même manière, ce fut un plaisir de travailler ensemble, de discuter de la thèse mais aussi de tout et de rien, de la musique et de la politique...Les sessions de terrain, au saucisson-pélardon, furent inoubliables, surtout sur les crêtes de Tourgueille ! Un souvenir particulièrement intense restera à jamais graver, un certain Dimanche de Toussaint, trempés jusqu'aux os, à se demander si on allait y arriver...Ca y est !! Merci pour ta gentillesse, ta confiance, ta patience, ton expérience. A bientôt ?

Un grand merci à l'équipe « Risque », pour sa bonne humeur et son soutien : Roro, Fred, Laurent, Aurélia, Jérôme. Merci à Gilles, notre responsable d'équipe.

Merci à tous les thésards (et futurs !) croisés pendant ces travaux et qui ont véritablement créés l'esprit de « tribu »: mention spéciale pour Boris, merci à Aurélia, Serge, Mélanie, Olivier. Merci à l'ensemble des étudiants de l'école et aux stagiaires qui ont participé à ces travaux : David, Olivier, Samuel.

Merci à toutes les personnes du laboratoire sans qui ce travail n'aurait pu être techniquement, administrativement et amicalement possible. Un merci particulier à Cathy, Corinne, Dédé, pour votre gentillesse, votre bonne humeur et pour m'avoir soulagé des contraintes administratives !!

Un énorme merci à tous mes amis, et particulièrement ceux qui m'ont subis quotidiennement pendant près de trois ans, mes collocs préférés : Léa, PE, Nico. Que de moments partagés ! Merci pour tout, ne changez rien surtout...

merci aux nouveaux collocs qui ont subis les derniers moments pas toujours faciles : Elsa, Ben, Jane, Momo...

Je ne peux terminer ces remerciements sans parler d'une personne qui m'est particulièrement cher : Vincent. Je ne sais pas par où, ni comment commencer, alors je vais faire aussi simple que toi : merci pour tout ! Pour ton amitié à toute épreuve, ta générosité, ta bonne humeur, ta folie aussi. Sans oublier que c'est grâce à toi que j'en suis là aujourd'hui !

Enfin, un merci particulier à mes parents, qui m'ont tout apporté, sur un plateau en or massif, qui m'ont toujours soutenu et encouragé, qui ont fait ce que je suis. Merci à mon frère, à ma sœur, pour ce que je suis également, mais surtout pour ce que vous êtes. Merci à Juliette, Noam, Axel et Angèle pour le bonheur que vous m'apportez, aujourd'hui et pour longtemps.

Sommaire général

Introduction Générale	9
------------------------------------	----------

PARTIE 1 : L'hydrologie de bassin et sa caractérisation hydro-morphologique par l'utilisation de la géomatique.....	13
--	-----------

Chapitre I. Les processus hydrologiques au sein du bassin versant	14
--	-----------

I.1. Le bassin versant	16
I.2. Versants et réseau hydrographique : des fonctionnements concomitants et différenciés....	17
I.3. L'énergie au sein du bassin versant : moteur des processus hydrologiques	18
I.4. Les chemins de l'eau.....	19
I.5. Les processus identifiés au sein des bassins versants	20
I.5.1. Les différents processus participant à l'écoulement superficiel	21
I.5.1.i. Le ruissellement par dépassement de l'infiltrabilité des sols.....	21
I.5.1.i.i. Rappel sur les mécanismes de l'infiltration.....	22
I.5.1.i.ii. Le modèle de Horton (1933).....	24
I.5.1.ii. Le ruissellement sur surface saturée	26
I.5.2. Les différents processus participants aux écoulements dans le sol et le sous sol	27
I.5.2.i. Infiltration et percolation.....	28
I.5.2.ii. Ecoulements dans les macropores.....	28
I.5.2.iii. Formation d'une nappe.....	28
I.5.2.iv. Ecoulement hypodermique (ou de subsurface).....	29
I.5.2.v. Intumescence de nappe	29
I.6. Bilan de la participation des écoulements au régime de crue	30
I.7. Ecoulements au sein du réseau hydrographique	32
I.8. Les réseaux hydrographiques et la réponse hydrologique des bassins	33

RESUME.....	35
--------------------	-----------

Chapitre II. La géomatique au service de l'étude des bassins versants.....	37
II.1. La télédétection au service de l'hydrologie.....	39
II.1.1. La télédétection.....	39
II.1.2. Le système PLEIADES et le programme d'accompagnement ORFEO.....	40
II.1.3. Le couplage télédétection/hydrologie	42
II.1.4. Extraction de paramètres hydrologiques par télédétection	45
II.1.4.i. Suivi des précipitations	45
II.1.4.ii. L'occupation du sol	46
II.1.4.iii. Humidité des sols	48
II.1.4.iv. Cartographie des températures de surface	49
II.1.4.v. Evaluation de l'évapotranspiration réelle (ETR).....	49
II.1.5. Construction de modèle numérique de terrain à partir de couples stéréoscopiques	50
II.1.6. Construction de modèles numériques de terrain à partir de levé laser : le LIDAR	53
II.2. Les traitements de modelés surfaciques.....	55
II.2.1. Définitions et concepts généraux.....	55
II.2.1.i. La géomorphométrie numérique.....	55
II.2.1.ii. Les données d'entrée de la géomorphométrie : les modèles numériques de terrain (MNT)	57
II.2.1.ii.i. Les MNT raster.....	57
II.2.1.ii.ii. Les Triangulated Irregular Network : des MNT vecteur	59
II.2.1.ii.iii. Construction des TIN : de la sélection des points remarquables du relief à une similarité thématique de la surface à étudier	61
II.2.1.iii. Les paramètres morphologiques	64
II.2.2. Les algorithmes de drainage.....	66
II.2.2.i. Les algorithmes d'analyses morphologiques	66
II.2.2.ii. Les algorithmes de directions de d'écoulement	69
II.2.2.ii.i. Les algorithmes unidirectionnels.....	69
II.2.2.ii.ii. Les algorithmes multi-directionnels	71
II.2.2.iii. Les algorithmes TIN	77
RESUME	81

PARTIE 2 : Objectifs de la thèse	83
---	-----------

PARTIE 3 : Etude du drain potentiel	87
--	-----------

Chapitre III. Méthode développée pour l'analyse morphologique des bassins versants à partir de MNT TIN	88
---	-----------

III.1. Un algorithme original pour l'extraction du réseau potentiel	90
III.2. Format de données utilisé: le Triangulated Irregular Network (TIN)	92
III.3. Les prétraitements	93
III.3.1. Orientation des arêtes.....	93
III.3.2. Elimination des puits	93
III.3.3. Gestion des zones planes	95
III.4. Les étapes de l'algorithme NET	96
III.4.1. Etablissement de l'arbre de drainage.....	96
III.4.1.i. Densification du maillage.....	96
III.4.1.ii. Sélection des arêtes drainantes	98
III.4.2. Calcul de la surface amont drainée	100
III.4.3. Caractérisation morphologique.....	102
III.4.4. Le réseau de thalwegs reconnectés	103
III.4.4.i. Détermination des arêtes thalwegs.....	104
III.4.4.ii. Connexion des thalwegs isolés	105
III.5. Calcul de paramètres hydro et morphologiques.....	106
III.5.1. La pente locale.....	107
III.5.2. Indice de pente moyenne amont	107
III.5.3. Indice de pente moyenne aval	108
III.5.4. Ruptures de pente.....	108
III.5.5. Indice d'encaissement local des thalwegs	110
III.5.6. Orientation	111
III.5.1. Distance à l'exutoire.....	112
III.5.2. Classification des drains	113
III.5.3. Densité de drainage.....	114
III.6. Evaluation des résultats de l'algorithme NET.....	115

Chapitre IV. Caractérisation hydro-morphologique des réseaux hydrographiques potentiels.....	117
IV.1. Les résultats d'extraction de l'algorithme NET	119
IV.1.1. Présentation du TIN utilisé.....	119
IV.1.2. L'arbre de drainage du Cartaou	120
IV.1.3. Caractérisation morphologique du bassin du Cartaou	121
IV.1.4. Le réseau de thalwegs reconnectés (RTR) du Cartaou.....	122
IV.2. Evaluation de l'algorithme NET.....	123
IV.3. Comparaison des résultats de l'algorithme NET avec d'autres algorithmes raster.....	126
IV.3.1. Comparaison des MNT utilisés.....	126
IV.3.1.i. MNT raster	126
IV.3.1.ii. Comparaison des MNT TIN et MNT raster.....	127
IV.3.2. Analyse visuelle globale de la cohérence des directions d'écoulement.....	128
IV.3.3. Comparaison des surfaces amont drainées calculées par les différents algorithmes .	130
IV.3.4. Comparaison des réseaux extraits	133
IV.3.5. Analyse quantitative des différences au réseau de référence.....	138
IV.4. Conclusion	142
 RESUME	 143

PARTIE 4 : Etude du drain réel.....	145
Chapitre V. Contexte des sites pilotes, instrumentation et mesures in situ.....	146
V.1. Contexte hydrologique des bassins étudiés.....	148
V.1.1. Le Gardon d'Anduze.....	148
V.1.2. Un bassin soumis à des crues à cinétique rapide.....	150
V.1.3. Les bassins expérimentaux.....	154
V.1.3.i. Régime pluviométrique du bassin du Valescure.....	156
V.2. Instrumentation spatialisée et emboîtée.....	157
V.2.1. Les stations limnimétriques.....	158
V.2.2. Les capteurs capacitifs.....	161
V.2.3. Les échelles à maximum.....	164
V.3. Observations et jaugeages sous épisodes pluvieux.....	165
Chapitre VI. Caractérisation de la réponse hydrologique des bassins pilotes.....	167
VI.1. Analyse spatialisée de l'état hydrologique des bassins.....	169
VI.2. Les différentes périodes d'observation.....	170
VI.3. Bassin du Crébadès.....	172
VI.3.1. Extensions du réseau hydrographique en eau.....	172
VI.3.2. Situation hydrologique de l'automne 2008.....	176
VI.3.3. Présentation de l'évènement du 1er au 3 novembre 2008.....	176
VI.3.3.i. Extension du réseau hydrographique en eau.....	178
VI.3.3.ii. Analyse des débits mesurés.....	179
VI.3.3.iii. Temps de réaction et temps de réponse.....	182
VI.4. Bassin du Cartaou.....	189
VI.4.1. Extensions du réseau hydrographique en eau.....	189
VI.4.2. Présentations des évènements du 2- 3 février 2009 et du 22 février 2010.....	194
VI.4.2.i. Extensions des réseaux en eau.....	196
VI.4.2.ii. Analyse des débits mesurés.....	197
VI.4.3. Temps de réaction et temps de réponse.....	199
RESUME.....	207

Chapitre VII. L'origine morphologique des réponses hydrologiques210

VII.1. Méthodologie suivie pour la caractérisation morphologique des réponses hydrologiques	212
VII.1.1. Le réseau de thalwegs reconnectés (RTR)	212
VII.1.2. Le réseau de référence.....	213
VII.1.3. Caractérisation morphologique des mesures de terrain	213
VII.2. Analyse des débits.....	214
VII.2.1. Bassin du Crébadès	214
VII.2.1.i. Tous évènements confondus.....	214
VII.2.1.ii. Evènement du 3 novembre 2008	216
VII.2.1.ii.i. Tentative d'explication des débits mesurés au sein du réseau secondaire ...	219
VII.2.2. Bassin du Cartaou.....	220
VII.2.2.i. Analyse de tous les évènements survenus sur le Cartaou.....	220
VII.2.2.ii. Tentative d'explication des débits mesurés au sein du réseau secondaire	223
VII.2.3. Conclusion sur l'influence morphologique des débits générés au sein des réseaux..	223
VII.3. Caractérisation morphologique des réseaux en eau	224
VII.3.1. Etude de la pérennité des drains	224
VII.3.1.i. Bassin du Crébadès	224
VII.3.1.ii. Bassin du Cartaou	225
VII.3.1.iii. Conclusion sur l'analyse morphologique de la pérennité des drains	232
VII.3.2. Etude des sources des réseaux en eau	233
VII.3.2.i. Bassin du Crébadès	233
VII.3.2.i.i. Etude du sous bassin sud du Crébadès	234
VII.3.2.i.ii. Etude du sous bassin nord du Crébadès	236
VII.3.2.ii. Bassin du Cartaou	241
VII.3.2.iii. Conclusion sur l'analyse des sources de réseaux en eau.....	242
VII.4. Etude de la configuration des réseaux.....	245
VII.4.1. Bassin du Crébadès	245
VII.4.1.i. Densité de drainage et ordres de Shreve	245
VII.4.1.ii. Loi de Horton : le ratio de surface drainée	247
VII.4.1.iii. Caractéristiques des thalwegs principaux.....	249
VII.4.2. Bassin du Cartaou.....	254
VII.4.2.i. Loi de Horton : le ratio de surface drainée.....	254
VII.4.2.ii. Caractéristiques du thalweg principal	255
VII.5. Conclusion sur l'influence de la configuration des réseaux sur les réponses hydrologiques	258

RESUME.....	259
PARTIE 6 : Bilan général sur l'utilisation de données spatialisées pour l'amélioration des connaissances sur le fonctionnement des bassins.....	263
Chapitre VIII. L'algorithme NET et le suivi spatialisé des dynamiques hydrologiques pour une amélioration des connaissances sur les processus hydrologiques.....	263
VIII.1. L'algorithme NET	266
VIII.1.1. Un algorithme original basé sur un MNT TIN.....	266
VIII.1.2. Limites d'utilisation et améliorations de l'algorithme NET.....	269
VIII.2. Le suivi spatialisé des réponses hydrologiques.....	270
VIII.2.1. Vers une amélioration de la compréhension du fonctionnement des bassins.....	270
VIII.2.2. Les limites de l'observation hydrologique	271
VIII.2.3. Possibilités d'améliorations du suivi spatialisé des réponses hydrologiques	272
VIII.3. La caractérisation morphologique des réponses hydrologiques	274
VIII.3.1. Bilan.....	274
VIII.3.1.i. Bassin du Crébadès	274
VIII.3.1.ii. Bassin du Cartaou	279
VIII.3.1.iii. Comparaison des bassins expérimentaux.....	283
Conclusion Générale.....	287
Bibliographie.....	291
Liste des figures.....	311
Liste des tableaux et photographies.....	317
Annexes.....	319

Introduction Générale

Les inondations, dans le monde, et en particulier en France, constituent le risque naturel majeur menaçant les populations (CEPRI, 2009), au troisième rang des catastrophes naturelles en termes de pertes en vie humaine à l'échelle mondiale (Aryal, 2005).

En zone méditerranéenne, ce risque concerne principalement les « crues éclair » (Gaume, 2002), générées par d'intenses précipitations automnales. Certains événements, dans l'Aude (1999), le Gard (2002, 2005) et dans le Var à Draguignan (2010) ont récemment démontré les conséquences dévastatrices de tels événements (Braud, 2010).

Ces « crues éclair » se déroulent à des échelles spatio-temporelles particulièrement réduites. L'analyse des événements de septembre 2002 dans le Gard a ainsi montré que la moitié des dommages ont été causés sur des bassins versants dont la taille ne dépasse pas 20km² et sur lesquels les temps de réponse sont de l'ordre de l'heure (Braud, 2010). La plupart de ces bassins n'étant pas jaugés (Ruin *et al.*, 2008), peu d'informations sont disponibles sur ces petits bassins, et sur leur type de réactions aux événements intenses. En effet, alors que les « crues éclair » se déclenchent sur des bassins de tailles réduites, la plupart des bassins versants jaugés en France font plus de 100km² (Ruin *et al.*, 2008, Martin, 2010).

La non linéarité des dynamiques hydrologiques, liée à la variabilité spatiale de précipitations particulièrement intenses, et à l'hétérogénéité scalaire des facteurs et des seuils contrôlant les processus hydrologiques, limite la prédictibilité de ce type de phénomènes (Blöschl and Zehe, 2005). En outre, la complexité des topographies, des formations géologiques et des occupations du sol combinée à des réponses brutales et soudaines rendent extrêmement difficile l'étude et la modélisation des réactions hydrologiques des bassins à ces événements extrêmes.

Bien que des progrès aient été accomplis ces dernières décennies dans le suivi, la compréhension et la modélisation de tels événements, de nombreuses questions restent encore sans réponse (Beven, 2001).

Une attention particulière doit ainsi être menée sur les différents chemins de l'eau et leurs variations spatio-temporelles lors des différents événements hydrologiques ayant lieu sur un bassin (Ambroise, 1999 ; Moussa, 2003 ; Braud, 2010).

Ce besoin plaide pour une amélioration des connaissances sur les processus à l'échelle du versant. L'échelle du versant est intermédiaire entre l'observation locale, réduite la plupart du temps à quelques mètres carrés, et l'échelle du bassin versant, de quelques kilomètres carrés. Après des décennies d'hydrologie focalisée sur le bassin, les hydrologues accordent aujourd'hui beaucoup d'attention à l'étude des processus hydrologiques à l'échelle du versant (Mc Donnell, 2005 ; Seibert, 2003). Sivapalan (2003) souligne ainsi le paradoxe entre la complexité hydrologique observée à l'échelle du versant et l'apparente simplicité du bassin. La littérature s'accorde sur le fait que le versant est l'échelle pertinente pour aider à la compréhension des mécanismes responsables de la genèse des écoulements, pour l'émergence de nouveaux concepts, et pour tenter d'améliorer les modélisations (McDonnell, 2005 ; Braud, 2010). Les versants expérimentaux de Panola ou de Maimai (USA et Nouvelle-Zélande), suivis depuis plus de 20 ans, ont ainsi permis le développement de nouveaux concepts et de modèles afin d'analyser et de comprendre les processus contrôlant la réaction des versants aux précipitations (Mc Donnell, 2006 ; Hooper, 2001 ; Kirschner, 2006).

En régions montagneuses, Ambroise (1995) montre que la topographie et la morphologie des bassins influencent directement ou indirectement les facteurs gouvernant l'intensité des processus hydrologiques et leur répartition spatiale.

Les apports atmosphériques, en eau et en énergie, dépendent ainsi largement de l'orientation, des pentes, ou de la position topographique au sein du bassin, ces facteurs contrôlant l'exposition aux vents dominants et l'ensoleillement. L'organisation spatiale des propriétés hydriques du sol est aussi largement influencée par la répartition des zones de dépôts de matériaux et leur évolution (Follain *et al.*, 2006). L'origine et le devenir de ces dépôts sont à leur tour gouvernés par la convergence des forces gravitaires contrôlées par la topographie. Enfin, l'humidité des sols, qui varie de manière spatio-temporelle au sein d'un même bassin avec une tendance à augmenter en bas de versant, est modulée par l'importance des pentes et la morphologie globale du bassin (Ambroise, 1995).

Avec l'avènement des technologies spatiales et numériques, les données satellitaires disponibles aujourd'hui pour la recherche scientifique ont des résolutions qui permettent la description fine des chemins de l'eau et l'analyse des facteurs contrôlant la concentration des écoulements et provoquant la forte réactivité des bassins. Les capacités de certains satellites permettent en effet la production de modèles numériques de terrain (MNT), par l'acquisition quasi-simultanée de couples stéréoscopiques d'images à très hautes résolutions (exemple des satellites PLEIADES), représentant la surface tri-dimensionnelle des bassins à des résolutions permettant d'étudier la topographie des versants de bassins expérimentaux de l'ordre du kilomètre carré.

Depuis le début des années 1970, les hydrologues se sont penchés sur l'analyse morphométrique de la topographie des bassins versants en développant des méthodes numériques basées sur les MNT (Jenson et Domingue, 1988 ; Tarboton, 1997 ; Tribe, 1992 ; Tucker, 2001). Elles permettent notamment l'extraction des réseaux hydrographiques, la qualification topographique des versants et l'étude de leur connectivité. Elles ont également permis le développement de nouveaux modèles, basés sur des relations simples entre la morphométrie des bassins et les débits qui y sont mesurés. C'est par exemple les méthodes des hydrogrammes unitaires à base géomorphologique qui utilisent une fonction de répartition des aires drainées pour modéliser les débits à l'exutoire (Gupta, 1980 ; Moussa, 2005).

Aujourd'hui, avec l'utilisation de données à très haute résolution spatiale (THRS), il est nécessaire de développer des méthodologies spécifiques, adaptées à l'utilisation d'un important volume de données. Si la THRS permet une description très fine de la surface à étudier, elle n'est pas exempte d'artefacts liés à l'acquisition satellitaire, aux méthodes de traitements des scènes 3D ou à la nature de la surface étudiée. La difficulté consiste à traiter ces artefacts de représentations, afin d'utiliser le maximum des informations pertinentes contenues dans ces données.

Cette thèse se propose d'étudier la variabilité spatio-temporelle des chemins de l'eau en relation avec les caractéristiques topographiques et morphologiques de deux bassins versants expérimentaux situés sur le bassin du Gardon d'Anduze. Ce bassin est en effet un lieu privilégié pour l'étude des crues en milieu méditerranéen. Régulièrement soumis à des crues automnales pouvant provoquer des épisodes assimilés à des « crues éclair » au vu de la rapidité des réactions et des débits générés, il est l'objet de nombreuses études, notamment depuis l'évènement du 8-9 septembre 2002 (Gaume, 2002, Marchandise, 2005 ; Ayrat, 2005, Martin, 2010).

L'objectif est d'approcher les mécanismes responsables de la mise en eau des réseaux hydrographiques de petits bassins amont, essentiellement temporaires, mais particulièrement réactifs aux précipitations intenses. L'hypothèse est que ces réseaux hydrographiques temporaires jouent un rôle important dans la rapidité des réactions de bassins de plus grandes superficies et que leur fonctionnement est notamment contrôlé par la morphologie des sites. Le but est d'étudier l'influence des paramètres topographiques et morphométriques des réseaux hydrographiques et des bassins sur le déclenchement de leurs différents drains et sur les dynamiques hydrologiques associées.

Pour cela, deux définitions du réseau hydrographique d'un bassin sont établies.

Le réseau hydrographique « potentiel » représente dans ce travail l'extension maximale du réseau potentiellement en eau d'un bassin. A l'inverse, le réseau hydrographique « réel » concerne lui le réseau effectivement observé en eau. L'hypothèse est que l'extension du réseau « réel », variable dans le temps, est toujours contenue dans celle du réseau « potentiel », réseau morphologique représenté par la suite continue des lignes de thalweg d'un bassin et dont l'extension est stable dans le temps. L'objectif est d'étudier le déclenchement des différents drains du réseau potentiel, en fonction des événements et de ses caractéristiques hydro-morphologiques. La variabilité spatio-temporelle du fonctionnement des réseaux est donc étudiée par rapport à une référence stable constituée du réseau de thalweg et représentant l'extension maximale du réseau effectivement en eau d'un bassin.

Cette approche permet de suivre l'évolution spatio-temporelle des réponses hydrologiques des bassins et donc d'approcher les mécanismes pouvant expliquer les différents chemins de l'eau lors d'événements pluvieux.

L'algorithme NET (Network Extraction on TIN) a été spécialement développé dans cette thèse afin de caractériser la morphologie des réseaux et des bassins. Il permet notamment d'extraire le Réseau de Thalwegs Reconnectés (RTR), représentant le réseau hydrographique « potentiel », pour l'analyse morphologique des déclenchements de ses différents drains.

Une méthodologie originale, basée sur des MNT TIN (Triangulated Irregular Network), dont la structure permet un raffinement des tracés des flux de surface et présente des capacités intéressantes en termes de qualification morphologique, permet d'étudier les potentialités d'utilisation de données altitudinales tirées de l'étude de couples d'images stéréoscopiques à très haute résolution spatiale, acquis par des systèmes tel que les nouveaux satellites PLEIADES. Ces derniers ont en effet la capacité d'acquérir de manière quasi-simultanée un couple d'images stéréoscopiques d'une même zone afin de modéliser le relief de la surface terrestre. Les données PLEIADES n'étant pas encore disponibles, elles sont simulées dans ce travail par dégradation de données LIDAR acquises sur les différents sites d'étude, afin d'obtenir une résolution proche de ce qui pourrait être obtenue avec ces satellites.

Afin d'étudier la variabilité spatio-temporelle des réactions hydrologiques, de nouveaux instruments de mesure sont déployés sur le terrain, au sein des différents drains observés, et permettent de spatialiser les réponses hydrologiques des bassins étudiés. Un réseau de capteurs mesurant les hauteurs d'eau au sein des réseaux est ainsi distribué sur les bassins pilotes dans le but de suivre l'évolution spatio-temporelle de l'extension des réseaux et des dynamiques hydrologiques observés en leur sein, et ceci au cours des différents épisodes suivis tout au long de ce travail. Si les réseaux de mesure sont aujourd'hui majoritairement utilisés par l'ingénierie, notamment pour l'édification de barrages ou de digues, Kirchner (2006) relève qu'ils le sont rarement pour l'avancement des connaissances en hydrologie. Cette étude se propose au contraire d'utiliser une information hydrologique spatialisée pour l'étude et la compréhension des réactions hydrologiques des réseaux hydrographiques temporaires de petits bassins amont sur le Gardon d'Anduze.

Le présent document, structuré en quatre parties, est organisée de la façon suivante :

La première partie se propose tout d'abord de dresser dans un premier chapitre un état de l'art des connaissances sur les processus hydrologiques en cours au sein des bassins versants. Les mécanismes de redistribution des volumes précipités et participant à l'augmentation des débits au sein des réseaux hydrographiques seront ainsi décrits à l'échelle du versant. Dans un deuxième chapitre seront tout d'abord présentées les méthodologies appliquées aux données satellitales et permettant la caractérisation des états de surfaces et des sols utilisés en modélisations hydrologiques. Ensuite, le traitement de couples d'images stéréoscopiques, dont l'objectif est de produire des MNT, sera abordé. Enfin, les méthodologies actuelles de traitement de ces MNT pour des applications hydrologiques, intégrées aux domaines de la géomorphométrie, seront décrites et comparées afin de d'évaluer les potentialités et les domaines d'application de ces méthodes.

La deuxième partie fait état dans un premier temps de la méthodologie originale développée sur MNT TIN et permettant la qualification hydro-morphologique des bassins et des réseaux hydrographiques. Dans un deuxième chapitre, les résultats de cette méthode appliquée aux deux bassins versants pilotes seront comparés aux méthodologies existantes afin de dégager l'intérêt de la méthodologie proposée pour la caractérisation hydro-morphologique des bassins.

La troisième partie présente tout d'abord la méthodologie adoptée sur les bassins pilotes pour le suivi spatialisé des réponses hydrologiques aux évènements observés tout au long de ce travail. Les différents résultats des campagnes de terrain sont présentés dans une deuxième partie. Une analyse de ces résultats permet ensuite le développement d'hypothèses quant au fonctionnement hydrologique des bassins.

La dernière partie expose dans un premier temps les analyses dégageant l'influence de la morphologie des bassins et des réseaux sur le fonctionnement des bassins et la réactivité de leurs drains, afin d'approcher les caractéristiques morphologiques responsables des différentes réponses hydrologiques observées suite à l'apparition d'un épisode pluvieux. Dans un deuxième chapitre est résumé l'ensemble des conclusions observées dans ce travail. Elle permet une étude critique des résultats de ce travail tout en dégageant l'intérêt des méthodologies déployées pour l'analyse du fonctionnement de petits bassins versants méditerranéens. Ce document se termine enfin sur une mise en perspective de l'ensemble de ce travail dans le cadre de l'amélioration des connaissances sur les processus hydrologiques responsables des crues particulièrement violentes observées sur le territoire d'étude.

PARTIE 1 :

L'hydrologie de bassin et sa caractérisation hydro-morphologique par l'utilisation de la géomatique

Cette partie se propose tout d'abord de dresser un état des connaissances sur les processus hydrologiques de bassins responsables des différents chemins de l'eau sous épisodes pluvieux. Dans un deuxième chapitre, les méthodes permettant d'étudier les caractéristiques de surface des bassins sont présentées. Elles concernent des méthodes d'analyse spatiale permettant d'affiner la compréhension des processus hydrologiques en cours sur les bassins versants.

Chapitre I. Les processus hydrologiques au sein du bassin versant	14
Chapitre II. La géomatique au service de l'étude des bassins versants	37

Chapitre I. Les processus hydrologiques au sein du bassin versant

L'hydrologie des bassins versants, depuis le début du XX^{ème} siècle, a fait l'objet de nombreuses études. L'origine et le devenir des eaux précipitées sont ainsi toujours l'objet de concepts controversés, liés à la complexité des systèmes hydrologiques.

Ce premier chapitre tente de résumer l'ensemble des concepts utilisés en hydrologie des bassins versants et les différents processus hydrologiques responsables de la genèse des écoulements.

Sommaire

I.1. Le bassin versant	16
I.2. Versants et réseau hydrographique : des fonctionnements concomitants et différenciés.....	17
I.3. L'énergie au sein du bassin versant : moteur des processus hydrologiques	18
I.4. Les chemins de l'eau.....	19
I.5. Les processus identifiés au sein des bassins versants	20
I.5.1. Les différents processus participant à l'écoulement superficiel.....	21
I.5.1.i. Le ruissellement par dépassement de l'infiltrabilité des sols	21
I.5.1.i.i. Rappel sur les mécanismes de l'infiltration.....	22
I.5.1.i.ii. Le modèle de Horton (1933)	24
I.5.1.ii. Le ruissellement sur surface saturée.....	26
I.5.2. Les différents processus participants aux écoulements dans le sol et le sous sol.....	27
I.5.2.i. Infiltration et percolation	28
I.5.2.ii. Ecoulements dans les macropores.....	28
I.5.2.iii. Formation d'une nappe	28
I.5.2.iv. Ecoulement hypodermique (ou de subsurface)	29
I.5.2.v. Intumescence de nappe	29
I.6. Bilan de la participation des écoulements au régime de crue	30
I.7. Ecoulements au sein du réseau hydrographique.....	32
I.8. Les réseaux hydrographiques et la réponse hydrologique des bassins.....	33

I.1. Le bassin versant

Le bassin versant, est, dans l'étude du cycle de l'eau et de tous les flux associés (sédiments, énergie...), l'unité fonctionnelle fondamentale (Ambroise, 1998). De même, d'un point de vue organisationnel et administratif, il représente l'unité de base pour la gestion et la protection des ressources en eau à usage domestique ou industriel.

Il est défini comme l'ensemble de la portion de territoire continental qui correspond à la totalité de l'aire de capture et de drainage des précipitations vers un cours d'eau et jusqu'à son exutoire, point de départ et d'arrivée de la ligne de partage des eaux délimitant son étendue (Ambroise, 1998 ; Musy, 2005). Cette unité peut être définie à de multiples échelles, du petit bassin versant de l'ordre du kilomètre carré jusqu'au bassin des plus grands fleuves. Cette définition permet également d'y intégrer la plupart des types de milieux rencontrés (bassins agricole, urbains ou forestiers).

C'est pourquoi depuis une quarantaine d'années la recherche a largement utilisé le concept de bassin versant pour l'étude des processus hydrologiques (Ambroise, 1999).

Des nouvelles approches, à la fois dynamiques et systémiques, ont permis de sortir l'hydrologie de bassin versant des approches descriptives et empiriques. L'emploi de nouvelles méthodes, tel que le traçage isotopique, ont permis de faire évoluer les connaissances en remettant en question les concepts hydrologiques préalablement établis (Ribolzi et al, 2000 ; McGlynn et McDonnell, 2003 ; dans Weil, 2007). Les observations, mesures, expérimentations et modélisations de petits bassins versants de recherche ont permis notamment d'identifier les principaux mécanismes en jeu dans la genèse des débits de crue et les paramètres qui les contrôlent, d'approcher leurs interactions fonctionnelles et leurs évolutions spatio-temporelles et ainsi de mieux comprendre les fonctions du bassin versant lors des périodes de crue ou d'étiage (Ambroise, 1999).

Ainsi, le bassin versant possède à la fois un rôle de stockage/déstockage de l'eau qu'il contient, et un rôle de transfert de cette eau avec son environnement.

Il renferme en effet différents types de réservoirs (couvert végétal, sol, nappes, réseau hydrographique) qui permettent à l'eau, sous toutes ses phases, en fonction de l'état hydrologique initial et du forçage atmosphérique, d'être plus ou moins retenue. Cette eau peut ensuite être disponible pour être échangée avec l'environnement immédiat. A travers la couche atmosphérique tout d'abord (évapotranspiration), par des écoulements souterrains entre bassins adjacents et par ruissellement superficiel ou sub-surfacique au sein du bassin et jusqu'à son exutoire (Ambroise, 1999) (voir Figure 1).

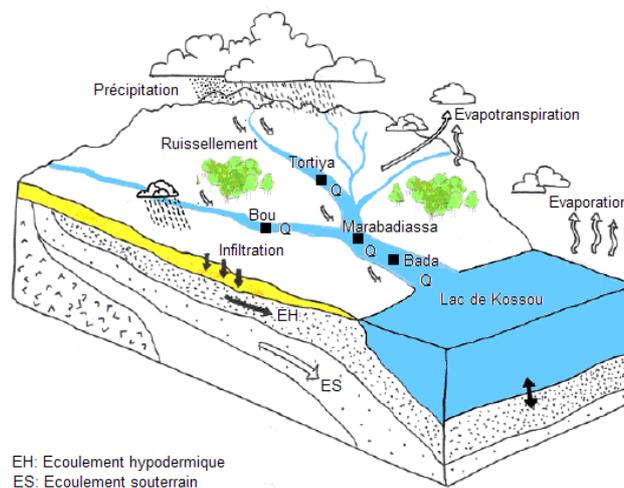


Figure 1: Bassin versant du Bandama Blanc en amont du barrage de Kossou (nord de la Côte d'Ivoire) (d'après Yao, 2007)

C'est pourquoi le bassin versant est l'unité indispensable pour l'établissement de bilans hydriques permettant de comprendre le rôle de l'agencement des réservoirs et l'évolution de leurs interactions dans le débit observé à son exutoire.

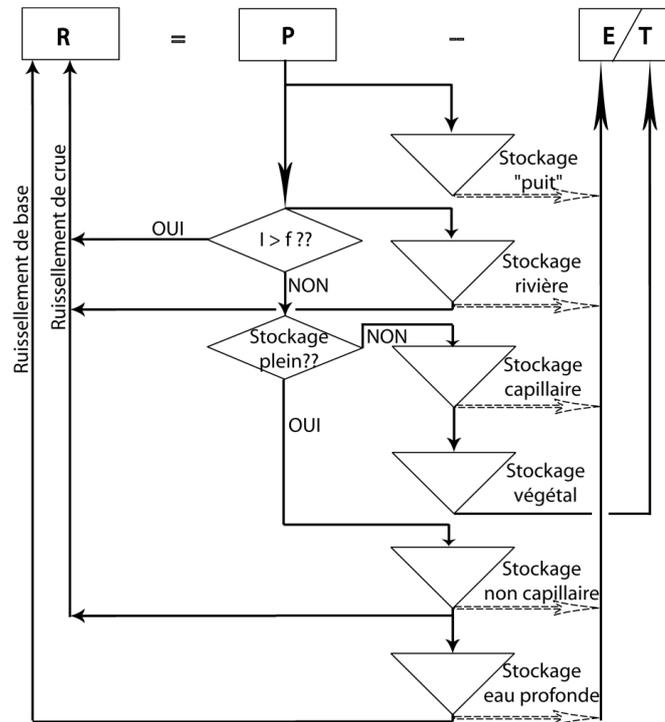


Figure 2: Exemple de bilan hydrologique dans un système de bassin (d'après Dunne et Black, 1970)

R : ruissellement ; P : Précipitations ; E/T : Evapotranspiration

Afin de dresser le bilan du cycle de l'eau au sein d'un bassin, l'évolution des quantités d'eau stockées dans les différents réservoirs de ce dernier doivent respecter le principe de conservation de la matière, nécessitant des relations de bilan permettant d'analyser l'effet concomitant des différents processus hydrologiques en jeu (voir Figure 2). Les quantités d'eau stockées ne peuvent ainsi varier qu'avec des échanges avec leur environnement, d'où la nécessité d'un bilan hydrologique. Comme pour le bassin versant, ce type de bilan peut s'appliquer à différentes échelles, allant du petit bassin versant de montagne jusqu'au globe terrestre. Cependant, il ne permet en aucun cas une explication du bilan final obtenu et ne permet pas non plus une compréhension des processus hydrologiques qui ont conduit à la situation observée (Ambroise, 1999).

1.2. Versants et réseau hydrographique : des fonctionnements concomitants et différenciés

La structure et la topographie des bassins versants dépendent largement de l'interaction des processus de versants et de ceux du réseau hydrographique (Tucker et Bras, 1998). A l'intérieur même des bassins, de nombreuses études se focalisent ainsi sur la relation qu'entretiennent versants et réseaux. Ces deux entités conservent en effet des fonctionnements distincts tout en maintenant des relations qui sont variables dans le temps et dans l'espace. Ces interactions sont responsables sur le long terme de l'évolution des structures topographiques des bassins et peuvent ainsi permettre de simuler l'évolution morphologique des paysages (Beaumont *et al.*, 1992 ; Tucker et Slingerland, 1997).

Une des propriétés fondamentale du paysage est en effet son degré de dissection, souvent assimilé à la densité de drainage. La transition physique entre des versants plus ou moins convexes et la vallée concave d'un bassin est largement admise comme représentant une zone de transition de processus hydrologiques dominants, dont la nature est encore débattue (Tucker et Bras, 1998).

Deux visions permettent de comprendre la transition entre versants et réseaux.

La première, décrite par Gilbert (1909), pose l'hypothèse que la présence d'une vallée est liée à l'érosion provoquée par la convergence des flux hydrauliques sur une surface. Les zones de divergences ne permettant pas cette érosion, il y a formation de deux entités morphologiquement distinctes formant les versants et les vallées.

Une deuxième approche est basée sur la définition de seuils hydro-morphologiques. Si plusieurs auteurs s'accordent sur le fait que la transition entre versants et réseaux hydrographiques apparaît lorsqu'un seuil d'érosion hydraulique est régulièrement dépassé lors d'événements pluvieux (Montgomery et Dietrich, 1989 ; Dietrich *et al.*, 1992 dans Tucker et Bras, 1998), ce critère n'est cependant pas le seul à gouverner la morphologie du paysage et la densité de drainage d'un bassin (Tucker et Bras, 1998). Par exemple, des seuils contrôlant la genèse des débits (Kirkby, 1980 ; Dietrich *et al.*, 1993), ou la stabilité des pentes (Howard, 1994) se sont révélés particulièrement pertinents dans la discrimination des versants et des vallées (Tucker et Bras, 1998).

L'imbrication des processus hydrologiques en cours sur les versants d'un bassin sont largement responsables de la genèse de ses débits, le réseau hydrographique assurant le transfert des volumes d'eau jusqu'à l'exutoire. C'est pourquoi de nombreuses études se focalisent sur ces zones versants et sur la connexion qu'elles établissent avec le réseau hydrographique du bassin (Kirkby, 2002 ; Mc Glynn et Mc Donnell, 2003 ; Di Lazzaro, 2008). Elles permettent notamment d'étudier les processus à une échelle réduite afin d'en pouvoir finement décrire les mécanismes, mais aussi de déterminer des seuils hydro-morphologiques pouvant contrôler les dynamiques hydrologiques en réponses aux précipitations. D'une échelle pertinente pour la description de ces processus hydrologiques, l'étude de la réaction des versants est aussi intéressante pour la modélisation hydrologique. De nombreux modèles ont ainsi été élaborés à partir de l'étude de versants expérimentaux instrumentalisés (Kirschner, 2006).

I.3. L'énergie au sein du bassin versant : moteur des processus hydrologiques

Trois principales énergies permettent ainsi de contrôler les principaux processus en cours au sein d'un bassin versant.

Les écoulements d'eau, sous toutes ses phases, sont contrôlés par l'énergie gravitaire. Qu'il s'agisse de l'écoulement vertical à travers le profil du sol ou du ruissellement de surface de l'amont vers l'aval le long du versant, la force gravitaire est la seule responsable de la direction de ces écoulements. Le potentiel gravitaire dépend à la fois de la topographie de la surface du bassin (la pente du versant va augmenter le potentiel gravitaire à l'aval) et de celle des couches les plus imperméables du sous-sol (la hauteur de la couche imperméable va influencer sur le potentiel gravitaire vertical). L'intensité de la force gravitaire sera constante pour une géométrie donnée (Ambroise, 1999).

Le changement de phase de l'eau, passant du bassin sous forme liquide à l'atmosphère sous forme gazeuse, est essentiellement contrôlé par l'énergie atmosphérique reçue à la surface du bassin. Elle fixe la demande évaporatoire de l'atmosphère, donc le potentiel d'évaporation de l'eau du bassin et contrôle dans le même temps l'ensemble des changements de phase de l'eau (sublimation, condensation, gel). L'intensité de l'évaporation réelle dépend ainsi fortement des conditions atmosphériques et climatiques et observera des modulations locales liées à la topographie et à l'occupation du sol. Ce potentiel évaporatoire est quantifiable par la mesure de l'évapotranspiration potentielle (ETP) qui rentre directement dans le bilan du bassin versant (Ambroise, 1999).

La capacité des sols à retenir l'eau par adsorption dans la matrice poreuse est déterminée par l'énergie de rétention hydrique. Cette force de rétention dépend essentiellement des caractéristiques de la matrice des sols, leur texture, leur structure mais aussi de l'état hydrique de leurs porosités. Cette force permet d'éviter un drainage rapide de l'eau vers le sous-sol et engendre

un effet « tampon », c'est-à-dire un décalage temporel entre l'infiltration des précipitations et la disponibilité de cette eau dans les différents réservoirs du bassin. Cette force de rétention est elle aussi influencée par la topographie locale et fortement dépendante des conditions hydriques initiales (Ambroise, 1999).

Les intensités relatives et concomitantes de ces trois grandes énergies, dépendantes de l'état hydrique initial des sols du bassin, conditionnent le devenir des précipitations sur l'ensemble du bassin.

Ainsi, sur sol saturé ou proche de la saturation, l'eau présente dans les pores les plus larges de la matrice du sol est très peu soumise à la force de rétention hydrique, donc facilement mobilisable par les deux autres forces, gravitaire et évaporatoire. En période de crue, la demande évaporatoire est quasiment nulle, la force gravitaire domine alors et un nouvel apport de précipitation peut participer à l'écoulement de crue. Lorsque l'énergie atmosphérique augmente et par conséquent la demande évaporatoire avec elle, alors la force évaporatoire va limiter l'intensité de la force gravitaire.

Sur un sol sec, au contraire, l'eau résiduelle contenue dans les pores les plus fins de la matrice poreuse du sol est soumise à une force de rétention bien plus importante que les autres forces (évaporatoire et gravitaire). La rétention est la force dominante, pouvant même empêcher toute évapotranspiration, et toute nouvelle précipitation contribue à recharger la matrice du sol.

Entre ces deux extrêmes, sur sol moyennement humide, la force de rétention reste supérieure à la force gravitaire mais ne permet pas de stopper l'évaporation de l'eau contenue dans les pores de taille moyenne de la matrice du sol. Dans cette situation, les forces de rétention et d'évaporation sont en concurrence et tout nouvel apport de précipitation participe ainsi à la recharge des sols et à l'évapotranspiration. Plus le sol devient humide par la suite et plus la force gravitaire prendra de l'importance, limitant les forces de rétention et d'évaporation ; à l'inverse, la force de rétention prendra le dessus sur toutes les autres forces en jeu (Ambroise, 1999).

I.4. Les chemins de l'eau

Lorsque le bassin est soumis à un apport d'eau atmosphérique suffisant, des réponses hydrologiques d'une très grande diversité, au sein d'un même bassin ou bien entre deux bassins différents, sont engendrées par un agencement complexe de processus hydrologiques concomittant (Ambroise, 1999).

Cette complexité des bassins rend la compréhension de leur fonctionnement difficile et c'est pourquoi ils restent encore assez mal connus. Les processus considérés, en constante interaction et très variables dans l'espace et dans le temps rendent en effet le comportement des systèmes difficilement prévisibles (Weil, 2007).

Les questions fondamentales de l'hydrologie, faisant partie intégrante de la problématique des chemins de l'eau et relevées par Ambroise (1998): « Que devient l'eau des pluies ? » (Penman, 1963), « D'où provient l'eau des ruisseaux ? » (Hewlett, 1961) restent donc encore posées, même si de nombreuses études ont permis partiellement d'y répondre.

Kirchner (2006), concernant les crues rapides de petits bassins montagneux, relève quant à lui le « paradoxe de l'hydrologie ». Ces petits bassins versants sont caractérisés par une réponse très rapide des débits aux précipitations, généralement associée à la rapidité du phénomène de ruissellement superficiel. Des études de terrains (Hubert, 1989 ; Iorgulescu, 1997 ; Loye-Pilot et Jusserand, 1990, dans Gaume, 2002) montrent pourtant que les débits de crue sont constitués majoritairement d'une d'eau « pré-événementielle », ou ancienne, eau initialement stockée dans les différents réservoirs du bassin (Weil, 2007).

L'identification et la caractérisation des principaux mécanismes responsables du transfert des précipitations, au sein même d'un bassin et avec son environnement, ont été rendu possibles grâce à

de nombreuses études menées sur le terrain, dans des milieux et situations climatiques très variées (Ambroise, 1999).

Les revues bibliographiques successives faites depuis une quarantaine d'années (Freeze, 1974 ; Dunne, 1978 ; Kirkby, 1978, 1985 ; Brutsaert, 1982 ; Beven, 1989 ; Anderson et Burt, 1990 ; Schmugge et André, 1991 ; Bonell, 1993, Ambroise, 1999 ; Cosandey et Robinson, 2000) montrent un enrichissement des connaissances sur le fonctionnement hydrologique des bassins, grâce notamment à l'émergence de l'hydrologie des versants (Ambroise, 1999). Elles ont notamment permis une clarification de la terminologie et une formalisation des pratiques hydrologiques permettant de rendre compte de la complexité et de la variété des situations hydrologiques rencontrées par l'ensemble de la communauté.

I.5. Les processus identifiés au sein des bassins versants

Les parties qui suivent tentent de résumer les différents processus identifiés au sein d'un bassin versant et qui contribuent à l'écoulement de crue suite à un épisode de précipitations (voir Figure 3). Les mécanismes d'interception de ces précipitations par le couvert végétal ainsi que les processus d'évapotranspiration ne seront pas ici finement décrits dans la mesure où ces mécanismes sont tout à fait négligeables lors de précipitations intenses.

Dans un premier temps seront présentés les processus participant aux écoulements surfaciques, premiers mécanismes découverts par la communauté scientifique comme étant responsables des écoulements de crue. Ces processus sont présentés et numérotés sur la partie gauche de la Figure 3. Ils concernent essentiellement le ruissellement par dépassement de l'infiltrabilité des sols (Figure 3.1), formalisé par Horton (1933) et le ruissellement sur surface saturée (Figure 3.2), décrit par Cappus (1960) et Dunne et Black (1970).

Dans un deuxième temps seront abordés les processus d'écoulements dans les sols et le sous-sol pour lesquels la contribution aux écoulements de crue a été mise en évidence. Ils sont présentés et numérotés sur la partie gauche de la Figure 3. Ils concernent les processus d'infiltration et de percolation (Figure 3.3 et 4), les écoulements en macropores (Figure 3.5), en nappe (Figure 3.6), ou en sub-surface (Figure 3.7) et enfin l'intumescence de nappe (Figure 3.8).

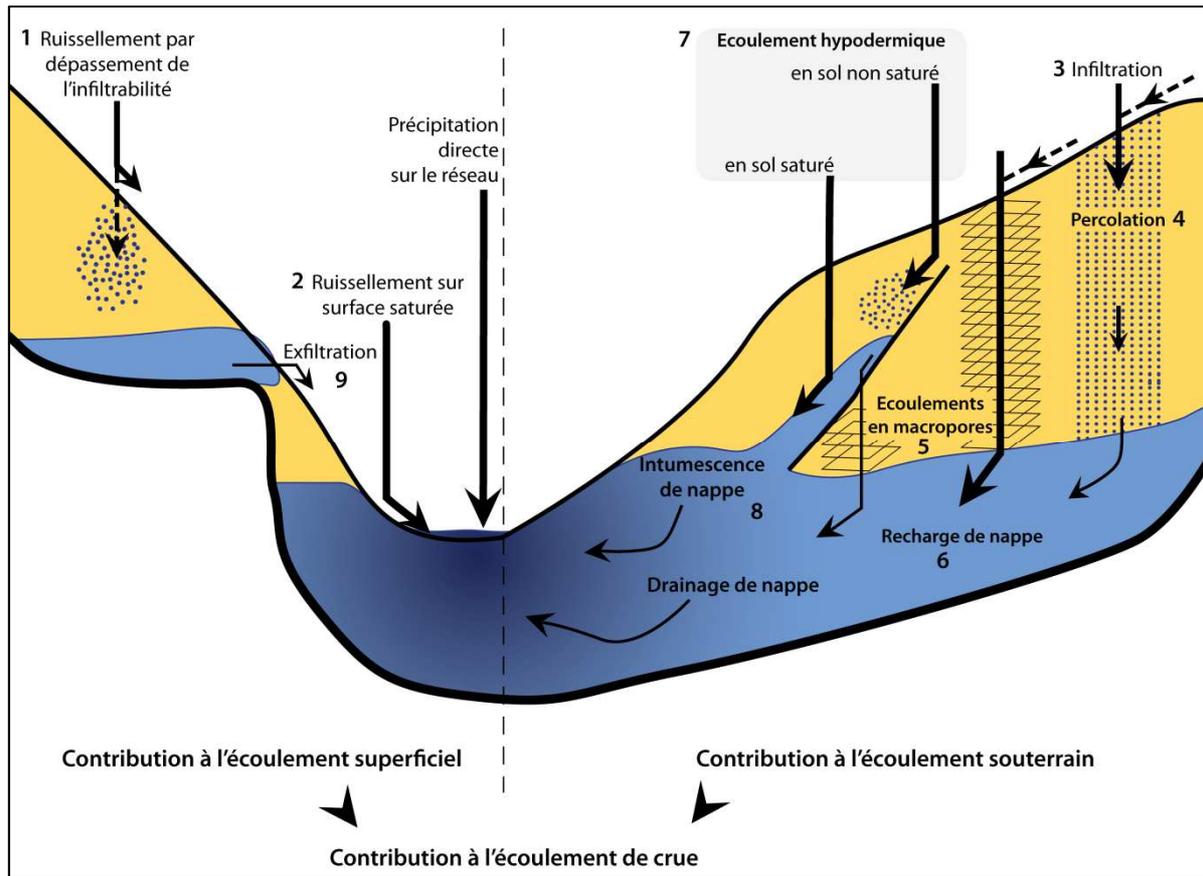


Figure 3: Principaux processus de ruissellements superficiels et souterrains sur un bassin versant (d'après Ambroise, 1999)

I.5.1. Les différents processus participant à l'écoulement superficiel

I.5.1.i. Le ruissellement par dépassement de l'infiltrabilité des sols

L'idée selon laquelle les débits observés sont principalement constitués d'eau provenant des écoulements de surface a été prépondérante pendant des décennies. C'est ainsi que la théorie du ruissellement de Horton (1933) a été pendant longtemps la théorie dominante pour expliquer la réponse rapide des bassins versants aux événements pluvieux. Horton est le premier auteur à développer un modèle conceptuel pouvant expliquer la genèse des crues. Au début des années 1930, il observe ainsi que les quantités de précipitations s'infiltrant à la surface d'un sol décroissent de manière exponentielle en fonction du temps. Le sol est pour lui une interface par laquelle les précipitations disponibles après interception vont être distribuées entre infiltration puis recharge des sols et accumulation en surface suivie du ruissellement. Ce partage entre ruissellement et infiltration est, d'après cette théorie, contrôlé par la capacité d'infiltration des sols (Weil, 2007).

I.5.1.i.i. Rappel sur les mécanismes de l'infiltration

L'eau précipitée à la surface du sol est à la pression atmosphérique. Soumise à la gravité, elle tend continuellement à pénétrer les sols par infiltration.

Cette infiltration est contrôlée par deux types de forces ayant cours au sein des macroporosités du sol : le potentiel gravitaire et le potentiel de pression, ce dernier étant séparé en deux potentiels : matriciel et hydrostatique.

Le potentiel gravitaire hg de l'eau représente le travail nécessaire pour déplacer de manière réversible une unité de quantité d'eau de l'état de référence jusqu'à l'altitude du point considéré dans le sol (Hillel, 1988 ; Bruand et Coquet, 2005). Il correspond donc à un déplacement dans le champ de pesanteur. L'eau s'écoulant par gravité dans le sens des potentiels décroissants et l'altitude de référence étant la surface du sol, le potentiel gravitaire sera négatif dans le sol, positif au dessus de la surface. Il s'exprime en unité de pression:

$$hg = z$$

z : altitude du volume de sol considéré (m)

Dans le cas d'un sol non saturé, c'est le gradient de potentiel matriciel, rendant compte de l'importance des tensions superficielles aux interfaces entre les phases gazeuses, solides ou liquides au sein même des porosités (Bruand et Coquet, 2005), qui détermine les capacités d'infiltration des précipitations (Philip, 1969). Ce gradient de potentiel matriciel dépend notamment du rayon de la porosité r :

$$hp = -2 \sigma \cos \alpha / (\rho_w g r)$$

σ : tension interfaciale liquide-vapeur en N m⁻¹,

α : angle de raccordement de l'eau sur la paroi du pore (rad)

g : l'accélération de la pesanteur (m s⁻²).

ρ_w : masse volumique de l'eau (approximativement 1 Mg m⁻³)

Le potentiel de pression dans un sol non saturé est toujours négatif, la pression de l'eau dans la porosité étant inférieure à la pression atmosphérique de référence.

Dans le cas d'un sol saturé, l'eau des porosités est soumise à la pression exercée par l'ensemble de la colonne d'eau qui la surmonte au point considéré. Le potentiel hydrostatique, ou potentiel de pression hp , correspond ainsi à la hauteur de la colonne d'eau (en m) et il est toujours positif (la pression est supérieure à la pression atmosphérique de référence) (Bruand et Coquet, 2005).

Le flux d'eau s'infiltrant dans un sol peut être limité par l'infiltrabilité locale de la surface que la mesure de la conductivité hydraulique permet d'évaluer.

L'eau s'écoule dans le sol en empruntant un réseau de pores et de capillaires aux géométries complexes définies par des tortuosités et diamètres particuliers. La possibilité donnée à l'eau de traverser ces pores est représentée par la conductivité hydraulique du sol (K), qui est pour la circulation de l'eau dans un sol ce qu'est la conductance électrique pour la circulation des électrons dans un corps conducteur (Bruand et Coquet, 2005). La conductivité hydraulique K , qui s'exprime en m.s⁻¹, est calculée comme suit:

$$K = \frac{k}{\eta}$$

η : la viscosité dynamique (en poise)

k : perméabilité, en Darcy :

$$k = \frac{Q}{S} \cdot \frac{\Delta x}{\Delta P} \cdot \eta$$

Q : débit au sein de la porosité, en $\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$

S : section de la porosité, en cm^2

$\Delta P / \Delta x$: gradient de pression, en $\text{atm} \cdot \text{cm}^{-1}$

La perméabilité (k) est donc fonction des caractéristiques du matériau, fortement déterminée par la porosité, tandis que la conductivité hydraulique est caractéristique des conditions d'écoulement d'un fluide donné pour un matériau donné. De plus, la conductivité hydraulique prend en compte dans une certaine mesure les interactions physiques entre le fluide et la roche (Bruand et Coquet, 2005).

La capacité d'infiltration des sols, élevée en condition sèche, traduit un fort potentiel d'infiltration quand les porosités sont libres. En condition humide, sa valeur est minimale lorsque toutes les porosités sont saturées. La capacité d'infiltration décroît ainsi tout au long du processus d'infiltration depuis sa valeur initiale qui dépend à la fois des caractéristiques intrinsèque du sol et son état hydrique, jusqu'à une valeur minimale, caractéristique du profil (Figure 4).

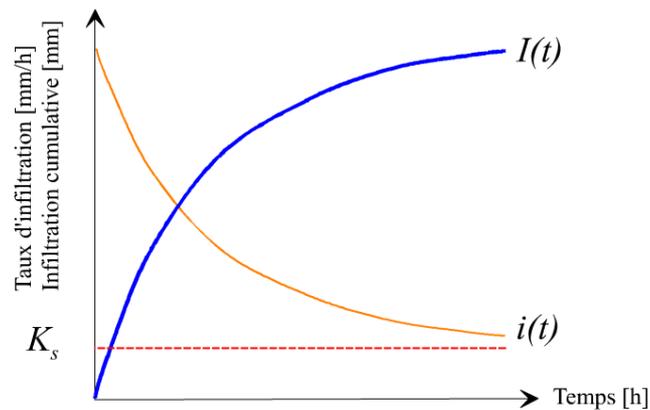


Figure 4: Infiltration et conductivité hydraulique à saturation (d'après Musy, 2005)

K_s : conductivité hydraulique à saturation ; $I(t)$: infiltration cumulative au temps t ; $i(t)$: taux d'infiltration au temps t

La capacité d'infiltration minimale correspond à la valeur de conductivité hydraulique à saturation.

I.5.1.i.ii. Le modèle de Horton (1933)

Le ruissellement de surface (voir Figure 3.1), selon Horton, est généré par une précipitation dont l'intensité dépasse la capacité d'infiltration du sol (voir Figure 5).

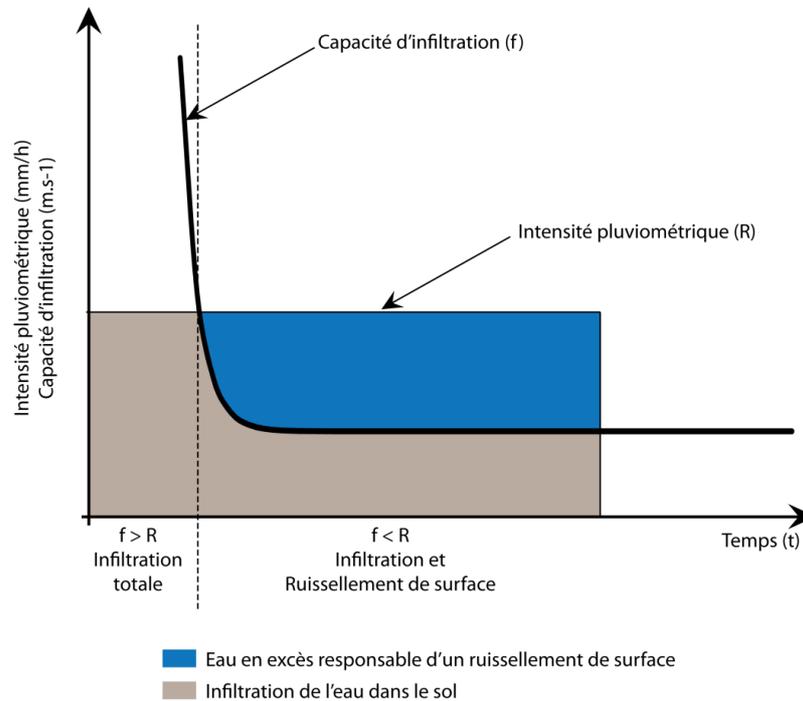


Figure 5: Modèle d'infiltration hortonien (d'après Weil, 2007)

Le modèle de Horton (1933) est décrit par la formule suivante :

$$f(t) = fc + (f_0 - fc) \cdot e^{-kt}$$

f_0 : capacité initiale d'infiltration ($m \cdot s^{-1}$)

fc : capacité d'infiltration minimale ($m \cdot s^{-1}$)

k : constante du milieu naturel, dépend de la conductivité hydraulique du sol

Ce modèle est un modèle empirique à seuil. Lorsque la capacité d'infiltration est supérieure à l'intensité de la pluie, l'ensemble de l'eau précipitée s'infiltré. Lorsque la capacité d'infiltration devient inférieure à l'intensité pluviométrique, le sol n'est plus capable d'absorber l'intégralité de la pluie. Une partie s'infiltré et continue à saturer le sol tandis que l'eau en excès s'accumule en surface, remplit les dépressions superficielles, puis s'écoule en surface sur le versant (voir Figure 5). Le ruissellement de Horton est donc aussi appelé ruissellement par dépassement d'infiltrabilité (Ambroise, 1998 ; Cosandey, 2000 ; Ayrat, 2004 ; Weil, 2007).

Le ruissellement hortonien est ainsi conditionné par une décroissance exponentielle de la capacité d'infiltration du sol. Elle est observée par Albergel (1988) sur des sols nus homogènes, sans microrelief et aux réorganisations faibles ou moyennes d'Afrique de l'ouest. La décroissance de la capacité d'infiltration au cours du temps est principalement liée à la saturation progressive du sol. Toutefois, un phénomène de tassement et d'imperméabilisation superficielle peut former ce que l'on appelle une croûte de battance pouvant limiter les capacités d'infiltration du sol. En effet, sur les sols nus ou peu végétalisés, l'énergie cinétique des gouttes de pluie se transmet au sol, le tasse, met en suspension et redistribue les particules les plus fines dans les pores en surface qui se retrouvent bouchés (Le Bissonais et Singer, 1991). Ce phénomène limite ainsi la capacité d'infiltration du sol en l'imperméabilisant progressivement (Weil, 2007).

D'autres formules ont été développées pour caractériser la capacité d'infiltration d'un sol (Vauclin, 1984 ; Diskin et al, 1995 ; Parhi et al, 2006 dans Weil, 2007).

Les contributions de Rubin (Rubin et al, 1963, Rubin et al, 1964, Rubin, 1969), ont permis d'enrichir la compréhension de ce type de ruissellement. Ces travaux montrent que les courbes expérimentales observées par Horton peuvent être déterminées théoriquement à partir de l'intensité de la pluie, des conditions initiales et des équations de la physique du sol (équation de continuité et loi de Darcy) et que la capacité minimale d'infiltration est égale à la conductivité hydraulique à saturation du milieu (Marchandise, 2003 ; Weil, 2007).

Eagleson (1970) a montré que l'équation de Horton était une solution approchée de celle de Richard's utilisée pour représenter les écoulements en milieux poreux non saturés, et qu'elle était applicable uniquement si les conditions suivantes sont respectées (Gaume, 2002):

- l'intensité $i(t)$ des précipitations doit être supérieure à l'infiltrabilité du sol $f(t)$ tout au long de l'épisode pluvieux
- le profil d'humidité du sol est initialement homogène
- le front d'humectation n'atteint pas de zone saturée ou un horizon de plus faible perméabilité

Il est à noter que la loi qui dérive de la théorie d'infiltration de Horton reliant la capacité d'infiltration instantanée du sol à la durée de la pluie de manière strictement monotone a été établie initialement dans un contexte expérimental bien particulier, dans des conditions climatiques semi-arides, sur un sol en milieu naturel présentant un faible couvert végétal (Marchandise, 2003). Il est également important de souligner que c'est un modèle d'évolution du taux d'infiltration formalisé à partir de travaux menés à l'échelle de la parcelle. Utilisé pour simuler le ruissellement à l'échelle de bassins versants, ses paramètres perdent leur sens physique compte tenu de l'hétérogénéité spatiale des propriétés des sols (Gaume, 2002).

En outre, le ruissellement hortonien apparaît préférentiellement lorsque le phénomène de battance se produit (Hillel, 1988). En milieu forestier la formation de cette croute de battance est limitée par l'interception du couvert végétal qui diminue l'énergie cinétique des précipitations, et la présence d'un sol humique et de racines stabilisant le sol (Weil, 2007).

La simplicité du modèle de Horton a fait son succès (Weil, 2007). De nombreuses méthodes et modèles s'appuyant sur cette théorie se sont révélés efficaces pour prédire les débits de certains bassins. Pourtant, en région tempérée, de nombreuses études ont montré que ce type de ruissellement n'apparaît que dans des cas extrêmes (Gaume, 2002). Rarement observé, il ne se produit généralement que sur une petite portion de la surface totale du bassin, du fait de la variabilité spatiotemporelle de la pluie et des caractéristiques de la matrice du sol (Betson, 1964 ; Ragan, 1968). Ainsi, Freeze (1974) fait la constatation sur de petits bassins versants forestiers de moyenne montagne (Reynolds Creek, Idaho), que le ruissellement hortonien n'est susceptible d'apparaître que sur un maximum de 10% de la surface totale d'un bassin, le plus souvent de 1% à 3%, sur lesquelles seulement une faible proportion de la pluie incidente ne vient contribuer à l'écoulement de surface. Ce type de ruissellement ne peut donc, à lui seul, expliquer les volumes des écoulements de crue observés (Gaume, 2002).

En outre, des crues ont également été observées fréquemment sur des bassins où les capacités d'infiltration sont bien supérieures aux intensités pluviométriques observées (Gaume, 2002 ; Weil, 2007).

Ce ruissellement par dépassement de l'infiltrabilité du sol n'est donc pas le seul mécanisme générant un écoulement superficiel pouvant contribuer à la genèse des crues (Ambroise, 1998 ; Gaume, 2002).

I.5.1.ii. Le ruissellement sur surface saturée

Un autre type de ruissellement surfacique a été identifié plus tard par Cappus (1960) et Dunne et Black (1970): le ruissellement sur surface saturée (voir Figure 3.2). Leurs travaux ont montré que le phénomène de ruissellement peut également apparaître dans les zones hydromorphes où le profil de sol est entièrement saturé (Ambroise, 1998 ; Weil, 2007). Dans ces zones où l'infiltration est minimale, l'eau des précipitations ne peut que ruisseler en surface, ou bien pousser par effet piston un flux équivalent d'eau de nappe plus en aval (Ambroise, 1998). Ce ruissellement par saturation du sol est alors totalement indépendant de l'infiltrabilité de la surface.

Cette saturation peut apparaître quand le sol est peu profond ou lorsque la zone saturée est suffisamment proche de la surface topographique. Un faible volume de pluie s'infiltrant peut alors suffire à saturer l'ensemble du profil du sol. Des apports souterrains, liés aux fluctuations des nappes ou aux écoulements de sub-surface, peuvent également être à l'origine de la saturation du profil (Weil, 2007).

Betson (1964), grâce au suivi de bassins versants en crue, confirme effectivement la présence de surfaces saturées. Leurs extensions et distributions au sein du bassin varient au cours d'un même événement mais aussi d'un événement à un autre (Gaume, 2002), en fonction de l'apport d'eau, de la topographie et de l'organisation des écoulements de surface. L'augmentation ou la diminution de ces surfaces saturées a un effet direct sur le volume d'eau ruisselé et donc sur la forme de l'hydrogramme (Weil, 2007) (voir Figure 6).

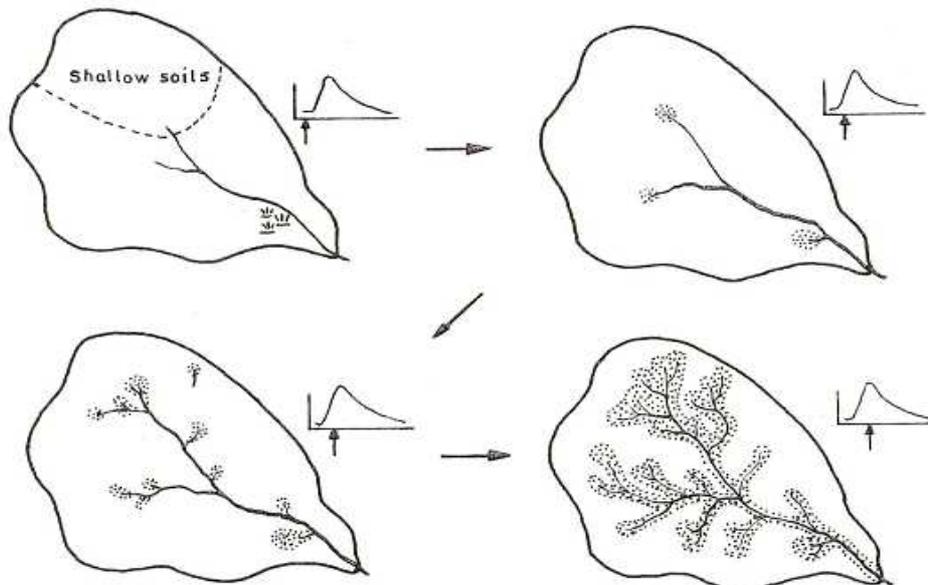


Figure 6 : Évolution des surfaces saturées contributives au cours d'un événement pluvieux (d'après Hewlett et Nutter, 1970): les surfaces saturées sont présentées en gris au moment hydrologique indiqué sur les hydrogrammes

Ces zones saturées peuvent être localisées en bas de versant, à proximité des cours d'eau où la présence d'une nappe peu profonde favorise alors la saturation rapide du sol. Des précipitations atteignant ces surfaces saturées à proximité des cours d'eau vont pouvoir contribuer de manière très rapide à l'augmentation des débits au sein des réseaux (voir Figure 3.2). Mais ces zones saturées peuvent aussi apparaître sur les versants (Cosandey, 1994), dans les secteurs où le sol est peu profond (les sols minces et les pentes faibles favorisent une saturation « par le bas » (Weil, 2007)) et/ou où la roche mère est imperméable (Gaume, 2002).

Les surfaces saturées occupent généralement une proportion assez limitée de la surface des bassins versants (Gaume, 2002). Elles peuvent pourtant occuper des surfaces considérables lors de crues exceptionnelles comme sur le bassin versant expérimental du Naizin (Ille-et-Vilaine) au cours de l'hiver 2000-2001 où le tiers de la surface des versants était saturé du fait de la remontée de nappe sous-jacente (Gaume, 2002) ou encore sur le bassin versant expérimental de la Latte (Mont Lozère) où la quasi totalité de la surface semble s'être saturée lors de la crue remarquable du 22 septembre 1992 (Cosandey, 1993).

Le ruissellement sur surface saturée est aujourd'hui un concept qui fait largement consensus dans la communauté hydrologique, au moins pour ce qui est de la genèse des crues en bassin tempéré (Gaume, 2002). La formation des surfaces saturées reste pourtant encore sujette à discussion, leur apparition faisant intervenir une combinaison complexe de processus. Liées à l'état hydrique des sols induit par les pluies antérieures, à la topographie, aux discontinuités d'infiltrabilité des différentes couches de sol au sein du profil, à la variabilité spatiale des précipitations, leur formation complexe reste encore l'objet de nombreuses études (Weil, 2007).

Comme discuté par Kirschner (2003), ce type de ruissellement ne permet pas d'expliquer la contribution majeure de l'eau ancienne aux débits de crue, pourtant révélée par la très grande majorité des études géochimiques (Gaume, 2002) puisqu'il ne fait intervenir que de l'eau superficielle. C'est pourquoi de nombreuses études se sont penchées sur les écoulements dans le sol et le sous sol pouvant participer aux écoulements de crue. Les paragraphes suivant se proposent de les présenter.

I.5.2. Les différents processus participants aux écoulements dans le sol et le sous sol

De nombreux hydrologues se sont interrogés sur la réalité des mécanismes de ruissellement hortonien et sur surface saturée (Hursh, 1936 ; Hursh, 1941 ; Ward, 1984), notamment à cause de l'existence de crues rapides sur des bassins très perméables et de la rareté des observations de ruissellement de surface, si ce n'est aux abords des ruisseaux sur des terrains déjà saturés. Mais il a fallu attendre la technique de séparation isotopique des hydrogrammes (Crouzet *et al.*, 1970) pour confirmer qu'un hydrogramme de crue se révèle presque toujours composé majoritairement d'eaux anciennes, présentes dans le sol avant l'événement pluvieux (Grésillon, 1994). Le seul ruissellement de surface ne peut donc expliquer les volumes mesurés sur les hydrogrammes de crue.

A partir de ce moment, ces auteurs supposent que les écoulements souterrains, et particulièrement les écoulements de subsurface, pourraient être, dans certains cas, les processus contribuant majoritairement à l'augmentation des débits de crue au sein du réseau hydrographique. L'eau présente dans les rivières n'est donc plus considérée comme un ruissellement de surface mais bien comme la conséquence d'un processus de transit de l'eau dans les sols et/ou le substratum avant son exfiltration dans les cours d'eau (Weil, 2007).

Contrairement aux écoulements de surface, ces écoulements souterrains sont à même d'expliquer la contribution d'eau ancienne à l'hydrogramme de crue. La lenteur des écoulements souterrains a cependant empêché pendant de nombreuses années d'associer ces différents processus aux écoulements de crue (Gaume, 2002 ; Weil, 2007).

Dans les parties qui suivent sont présentés les différents mécanismes d'écoulements souterrains au sein d'un versant. Elles s'appuient toujours sur le schéma de la Figure 3. Leurs descriptions ainsi que leur rôle éventuel dans l'écoulement de crue y sont décrits.

I.5.2.i. Infiltration et percolation

Lorsque la conductivité hydraulique est suffisamment élevée, l'eau s'infiltré dans les sols (voir Figure 3.3).

En condition non saturée c'est essentiellement le potentiel matriciel du sol qui permet à l'eau de s'infiltrer pour à la fois recharger les sols par rétention hydrique, dans des porosités de plus en plus larges (présentant une force de rétention de moins en moins forte), et percoler plus en profondeur (voir Figure 3.4).

Sur sol saturé, un concept a permis d'expliquer la libération d'eau ancienne contenue dans le versant : l'effet piston (Hewlett et Hibbert, 1967). Lorsque des précipitations tombent sur un sol saturé, en augmentant le potentiel de pression, l'eau pousse par « effet piston » l'eau déjà contenue dans les porosités, formant ce que l'on appelle un front d'infiltration dans le profil. Ce mécanisme suppose que l'impulsion des précipitations est directement transmise par une onde de pression le long du profil. Dans ces conditions, l'onde peut provoquer une exfiltration en bas de versant dont la rapidité dépend de celle de l'onde de pression, caractérisant la vitesse de réponse du versant, beaucoup plus rapide que le déplacement réel de l'eau au sein de la matrice. Ce phénomène, étudié en laboratoire (Horton et Hawkins, 1965) comme sur le terrain (Zimmerman *et al.*, 1966) semble pourtant ne libérer qu'une faible quantité d'eau souterraine et ne se produit que dans le cas où la partie supérieure du sol a une très faible capacité de stockage.

Enfin, la variabilité spatiotemporelle des apports en surface et de la porosité des sols viennent limiter l'effet piston et l'homogénéité du front d'infiltration.

Le niveau de saturation du milieu va déterminer ensuite l'intensité de la percolation. En conditions saturées, la percolation est maximale mais diminue très rapidement lorsque les conditions viennent à s'assécher légèrement. En outre, plus l'eau va descendre plus sa percolation va se trouver limitée. En effet, la porosité diminue en général avec la profondeur et la probabilité que l'eau se trouve bloquée par une couche moins perméable augmente également avec la descente dans le profil (Ambrose, 1998).

I.5.2.ii. Écoulements dans les macropores

Dans le même temps, des écoulements au sein de macropores (voir Figure 3.5), formés par des microfissures, des fractures, des microfailles, des réseaux racinaires ou même des galeries animales, vont accélérer les processus d'infiltration et de percolation au sein de la matrice du profil (Germann, 1990 ; McDonnell, 1990). Ces macropores, au vue de leur diamètre, ne sont pas soumis à la force de rétention hydrique des porosités et sont donc sous la seule influence de la gravité. Actifs uniquement en conditions saturées en ne faisant transiter que de l'eau libre, ils peuvent alors être responsables d'une rapide élévation du niveau piézométrique des nappes qu'ils peuvent alimenter, ou transmettre de manière très rapide les écoulements en profondeur ou latéralement dans la matrice. Accélérant les flux, ils constituent des chemins préférentiels pour les écoulements (Kirkby, 1988), pouvant même court-circuiter ceux de la matrice et connecter différents réservoirs entre eux. Très difficile à localiser et à caractériser au vue de la nature de ceux-ci, en accélérant la réponse des bassins ils peuvent néanmoins avoir une influence non négligeable sur les écoulements de crue.

I.5.2.iii. Formation d'une nappe

Il y a formation d'une nappe (voir Figure 3.6) lorsque l'eau atteint une discontinuité imperméable, par saturation du milieu. Plusieurs niveaux de nappes peuvent ainsi coexister au sein d'un profil lorsque successivement des couches poreuses saturées et des couches imperméables se superposent. Ces nappes, temporaires ou permanentes, peuvent être captives, c'est-à-dire sous pression entre deux couches imperméables, ou bien libres, à la pression atmosphérique (de Marsily, 1986 ; Freeze et Cherry, 1979).

Hormis des écoulements en grande profondeur, notamment en milieux fissurés ou karstiques, les écoulements au sein des nappes vont observer des mouvements latéraux, sous l'influence du potentiel gravitaire et hydrostatique, et peuvent même échanger avec les bassins voisins, notamment lorsque leurs limites topographiques ne correspondent pas aux limites hydrogéologiques des nappes.

I.5.2.iv. Ecoulement hypodermique (ou de subsurface)

Les travaux de Whipkey (1965), Hewlett (1961) et Kirkby (1969) ont mis en évidence les conditions d'apparition d'écoulements se déroulant sous la surface du sol : les écoulements hypodermiques ou de sub-surface.

Au sein du versant, lorsque la conductivité hydraulique des sols diminue avec la profondeur, le processus d'infiltration est ralenti, voire totalement arrêté par des couches moins perméables. Elles peuvent, par saturation de la couche supérieure, et en fonction de leur inclinaison dans le profil, provoquer un écoulement hypodermique latéral (voir Figure 3.7). L'eau ne pouvant ainsi percoler plus en profondeur, elle s'accumule le long du gradient de potentiel hydraulique total, en milieu d'abord non saturé (Hewlett et Hibbert, 1967) puis peut former une nappe perchée, plus ou moins temporaire (Whipkey, 1965). Si le niveau saturé atteint la surface, un ruissellement sur surface saturée peut alors apparaître (Kirkby, 1969).

Les bassins versants forestiers, comportant des sols humiques et des réseaux racinaires importants, présentent des couches particulièrement perméables dans la partie superficielle de leur sol et sont donc particulièrement sujets à ce type de phénomène, dévoilant des écoulements hypodermiques particulièrement rapides.

En outre, la formation de cet écoulement, en régime non saturé, est fortement favorisée par l'importance des pentes des versants (Musy et Higy, 2004). Ayrat (2005) montre ainsi sur un bassin forestier de moyenne montagne, le bassin versant du Crébadès, que la prédominance des écoulements hypodermiques est renforcée par l'importance des pentes.

Les écoulements de subsurface peuvent également conduire à l'exfiltration d'eau souterraine et donc à un ruissellement superficiel (Dunne et Black, 1970). Dans les zones où les apports liés aux écoulements latéraux (en bas de versant notamment) sont plus importants que la capacité de stockage du milieu, il y a saturation du profil et le flux en excès s'écoule à la surface. Dans ce cas, la saturation de la surface du sol peut engendrer un ruissellement sur surface saturée rendant difficile la distinction de ce type de ruissellement de celui par exfiltration. Whipkey et Kirkby (1978) donne une analyse détaillée de ces phénomènes.

Les bassins forestiers de moyenne montagne, aux pentes abrupts, sont donc particulièrement sujets aux écoulements hypodermiques.

Bien que rejoignant le cours d'eau ou les nappes permanentes plus en aval, ce type d'écoulement à travers la matrice des formations superficielles est généralement trop lent pour permettre aux parties supérieures des versants de contribuer significativement à l'écoulement de crue : leur lente vidange correspond plutôt à l'un des processus permettant le soutien à long terme du débit de base des cours d'eau (Hewlett et Hibbert, 1963 ; Whipkey, 1965).

I.5.2.v. Intumescence de nappe

Il n'en est pas de même à la base des versants et dans les bas-fonds, lorsque s'y trouve une nappe peu profonde : sa recharge peut être rapide car un faible apport d'eau par percolation à travers la frange capillaire (zone située au dessus du niveau de la nappe et très proche de la saturation

(Gillham, 1984) qui la surmonte (zone de saturation sous tension) suffit à la convertir en eau libre (zone de saturation sous pression), provoquant une élévation rapide du niveau piézométrique local de la nappe. L'onde de perturbation liée à cet apport est alors transmise vers l'aval jusqu'au cours d'eau qui draine la nappe, avec une vitesse bien supérieure à celle du déplacement réel de l'eau (Beven, 1989b) (voir Figure 7).

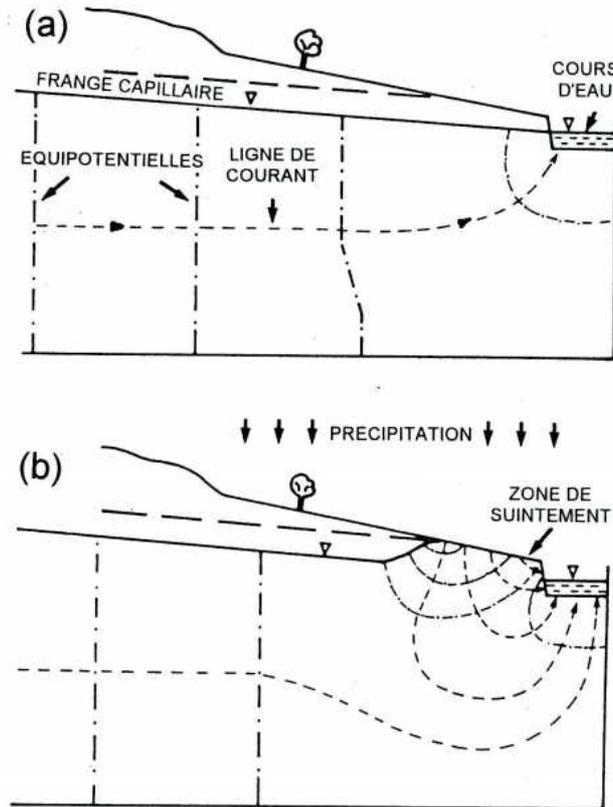


Figure 7: Intumescence de nappe (Abdul, 1985)

Ce phénomène est particulièrement important lorsqu'il se produit à proximité immédiate du cours d'eau (Sklash et Farvolden, 1979): l'intumescence de la nappe (Abdul et Gillham, 1984,1989) qu'il y provoque peut localement augmenter considérablement les gradients de potentiel hydraulique total et donc la contribution de la nappe au cours d'eau (voir Figure 3.9). Ce mécanisme peut ainsi expliquer la contribution rapide de l'eau ancienne à l'hydrogramme de crue (Sklash et Farvolden, 1979).

Lorsque l'intumescence de nappe rejoint la surface du sol, il y a émergence de zones saturées actives où de l'exfiltration et du ruissellement sur surface saturée se produisent (Weil, 2007).

1.6. Bilan de la participation des écoulements au régime de crue

Bien que relevant de théories longtemps opposées concernant la compréhension du ruissellement de crue, il est primordial de comprendre que ruissellements superficiels, écoulements hypodermiques et écoulements souterrains sont des mécanismes qui ont cours simultanément au sein d'un même bassin. Ambroise (1998) fait ainsi référence aux *zones actives variables* et *zones contributives variables* dans l'espace et le temps. Les différentes portions du bassin (pouvant représenter des unités hydrologiques homogènes à un instant précis) sont ainsi différemment actives, c'est-à-dire qu'elles sont le siège de l'occurrence d'un ou plusieurs processus hydrologiques dont l'intensité est variable dans le temps et l'espace. Leur contribution aux écoulements de crue dépend notamment de leur connexion au réseau hydrographique qui elle-même varie au cours d'un épisode (voir Figure 8).

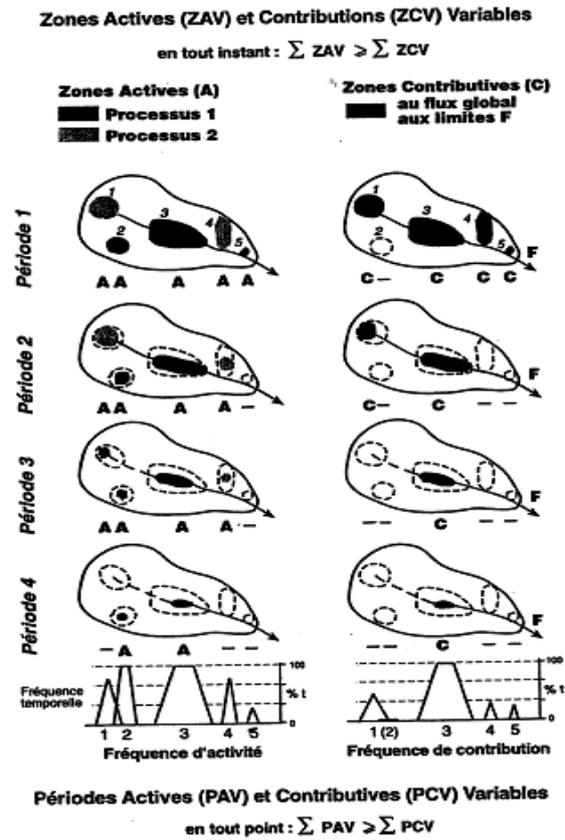


Figure 8: Zones actives et contributives variables (Ambroise, 1998)

Les processus concernés sont à la fois des phénomènes superficiels, hypodermiques et souterrains. L'imbrication de l'ensemble de ces processus hydrologiques dont les intensités sont variables dans le temps et l'espace crée cette grande complexité de fonctionnement des bassins versants et rend difficile leur étude. Certains auteurs ont malgré tout tenté de dégager les processus majoritaires ayant cours au sein d'un bassin en fonction de ses caractéristiques climatiques, géographiques, morphologiques et pédologiques (voir Figure 9).

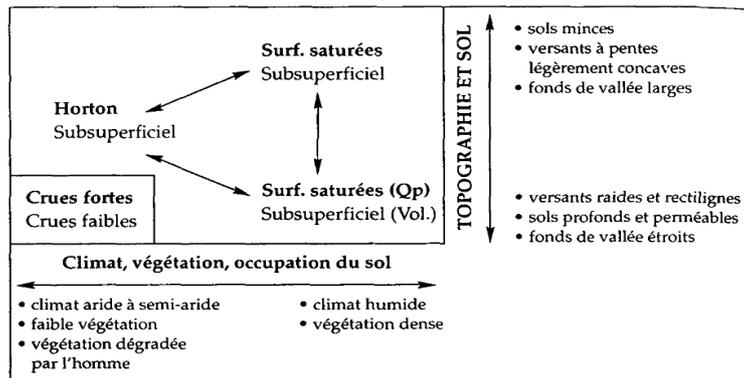


Figure 9: Contributions respectives selon le processus d'écoulement (d'après Dunne, 1983)

Ainsi, Dunne (1983) montre par exemple que les bassins versants en milieu humide, présentant de fortes épaisseurs de sols et une végétation dense, sont plus sujets aux phénomènes de ruissellement par saturation des sols lors de fortes crues. Cette tentative de classification qualitative des bassins versants et de leurs processus majoritaires est évidemment à prendre avec précautions. L'intérêt est toutefois de situer les principaux processus hydrologiques dans un contexte permettant d'expliquer leur apparition.

I.7. Écoulements au sein du réseau hydrographique

Quelle que soit son origine, l'eau libre disponible pour le ruissellement s'écoule en surface de l'amont vers l'aval, sous l'effet des gradients horizontaux de potentiel gravitaire. Sa vitesse augmente avec la pente du versant, mais diminue avec la rugosité de la surface (Moore et Foster, 1990). L'écoulement tend généralement à se concentrer vers l'aval, d'abord dans un chevelu convergent de rigoles puis dans un réseau de thalwegs que le ruissellement contribue à maintenir et à développer par érosion hydrique. Il peut cependant de nouveau diverger ou s'anastomoser là où la pente diminue, dans des zones de divergence des flux, en fonction de la topographie locale. Une importante redistribution spatiale de l'eau de surface résulte de cette hiérarchisation progressive du ruissellement le long d'un versant (Ambroise, 1999).

Dans le réseau hydrographique, l'écoulement peut varier fortement de l'amont vers l'aval. Les débits évoluent ainsi tout le long du cours d'eau, en fonction des apports latéraux d'eau libre venant des versants et par des échanges nappes-rivières, pouvant provoquer, selon les conditions, une augmentation ou une diminution des débits vers l'aval. De manière ponctuelle ensuite, les débits sont influencés par l'importance et le nombre des affluents et confluents. Ainsi, les débits, de manière brutale, augmentent à chaque confluence et diminuent à chaque diffluence (Ambroise, 1999).

Le sens des échanges nappe-rivière dépend des niveaux relatifs de ces deux réservoirs, la nappe jouant son rôle tampon en fluctuant de manière beaucoup plus importante que la rivière au cours d'une année hydrologique.

Si le niveau piézométrique de la nappe est supérieur au niveau du cours d'eau, le réseau draine la nappe et le débit s'y trouve augmenté. La nappe présente alors un rabattement local.

A l'inverse, lorsque le niveau piézométrique de la nappe est inférieur au niveau du cours d'eau, la nappe draine l'eau du réseau, le débit diminue donc par infiltration, avec comme cas extrême un assèchement total du cours d'eau et la nappe se recharge et peut alors présenter une intumescence locale. L'intensité de ces échanges dépend de la perméabilité du cours d'eau, qui elle-même est fonction de la granulométrie du fond du lit et du substratum sous-jacent (Ambroise, 1999).

En l'absence de précipitations, les écoulements au sein du réseau hydrographique peuvent être durablement alimentés par l'exfiltration lente d'eau souterraine (nappes, sols, macropores) (Dunne et Black, 1970). Les écoulements latéraux au sein du versant augmentent avec la surface amont drainée et l'intensité des apports. Lorsqu'ils dépassent le flux maximal qui peut transiter dans le profil (fonction des pentes et transmissivité locale), il y a saturation du milieu, et le flux en excès s'écoule en surface et rejoint le réseau hydrographique à l'aval. C'est notamment le cas des sources sur les versants, et plus généralement des zones d'affleurement des nappes (Ambroise, 1999).

En dehors des périodes de crue, tout point du réseau hydrographique suit alors une courbe de tarissement qui est caractéristique de son bassin et résulte de la combinaison des courbes de tarissement des différentes unités hydrologiques des différents bassins situés à l'amont. Lorsque le drainage est plus important que l'apport d'eau provenant de l'amont, le cours d'eau peut se tarir complètement entre deux crues. L'extension du réseau hydrographique en eau varie donc de manière importante en fonction de l'état hydrologique du bassin et des événements pluvieux et peut ainsi être étudié selon la pérennité de ses différents drains.

I.8. Les réseaux hydrographiques et la réponse hydrologique des bassins

L'importance de l'influence du réseau hydrographique d'un bassin dans sa réponse hydrologique a été relevée par de nombreux auteurs depuis la moitié du 20^{ème} siècle (Moussa, 2009). Ainsi, depuis les travaux d'Horton sur la classification des réseaux selon la topologie des différents drains, en 1932, de nombreux auteurs se sont penchés sur l'analyse quantitative des réseaux pour étudier l'influence de leur agencement et de leurs caractéristiques physiques (longueur, pente, largeur, microtopographie) sur la forme de l'hydrogramme enregistré à l'exutoire des bassins étudiés.

Les réseaux hydrographiques assurant la fonction de transfert des volumes d'eau jusqu'à l'exutoire des bassins, leur morphologie et leur configuration influe sur les temps de parcours et donc sur la dynamique des débits mesurés à l'exutoire. C'est pourquoi les études en modélisations hydrologiques se sont penchées sur la structuration des réseaux.

Ainsi, les travaux préliminaires de Rodriguez-Iturbe et Valdès (1979) ont permis d'incorporer les indices topologiques de réseau de Strahler (dérivés de Horton, voir Figure 10), et notamment les ratios d'ordonnancement du réseau (RB, RL, RA) dans des modélisations de type hydrogramme unitaire à base géomorphologique (GUIH).

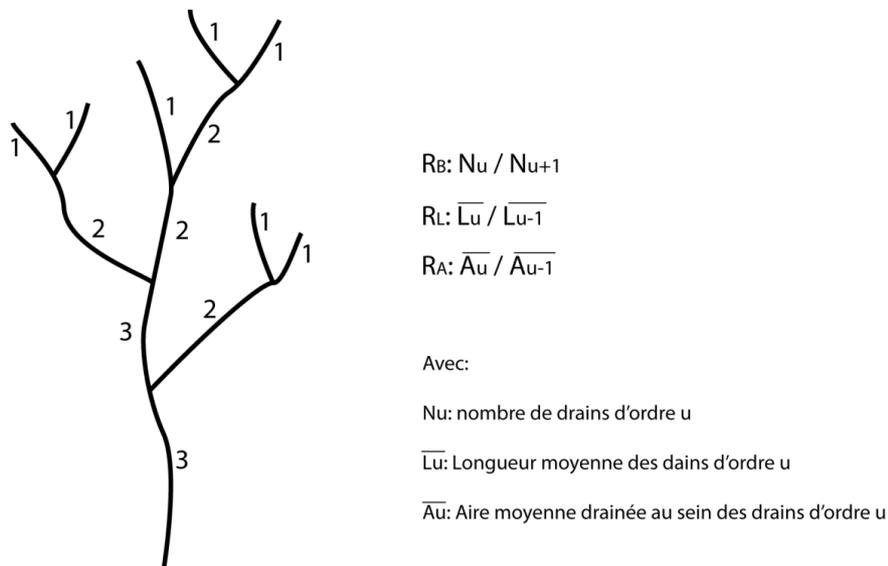


Figure 10: Classification des réseaux selon Strahler (1957)

Dans cette approche, définie par Rodriguez-Iturbe et Valdes en 1979 et adaptée par Gupta *et al.* en 1980, les pluies efficaces suivent différents chemins sur les versants comme dans les réseaux, de manière probabiliste en fonction de la structuration du réseau hydrographique (Bhadra *et al.*, 2008). Le temps de parcours d'un volume de pluie précipité est ainsi dépendant de l'ordre du drain dans lequel il est tombé, et ensuite de l'organisation du réseau hydrographique dans lequel il s'écoule jusqu'à l'exutoire, révélée par les indices RB, RL et RA.

Par la suite, de nombreuses études ont perfectionné et utilisé cette approche afin d'établir des relations entre caractéristiques morphologiques, structuration des réseaux et réponses hydrologiques des bassins (Kumar *et al.*, 2007 ; Singh *et al.*, 2007 ; Lee *et al.*, 2008), de prévoir des pic de crue (Mantilla *et al.*, 2006 dans Moussa, 2009) ou d'établir des lois d'échelles pour les débits moyens annuels (De Vries *et al.*, 1994).

D'autres fonctions caractérisant la structure du réseau hydrographique ont aussi été utilisés dans des modèles de type hydrogramme unitaire. C'est par exemple la fonction « aire normalisée » (Cudennec, 2004), qui reprend celle appelée « width function », et utilisée pour modéliser la réponse

hydrologique des bassins (Snell et Sivapalan, 1994 ; Robinson *et al.*, 1995 ; Moussa, 2008). Cette fonction représente la surface amont drainée par le réseau hydrographique, en fonction de la distance à l'exutoire suivant son linéaire. La formulation de l'hydrogramme unitaire est alors la suivante (Cudennec, 2004) :

$$U(t) = \int_0^{\infty} a(x) \cdot p(x,t) \cdot dx$$

Avec :

x : la distance hydraulique

t : le temps d'arrivée à l'exutoire

a(x) : la fonction aire normalisée

p(x,t) : la fonction de densité de probabilité du temps de parcours t de la distance hydraulique x

L'intérêt de cette fonction est qu'elle capture les caractéristiques essentielles de la réponse hydrologique des bassins, représentant ainsi un outil puissant pour la modélisation sur des bassins non jaugés, et nécessite un nombre limité de paramètres qui peuvent être extraits de l'analyse de Modèles Numériques de Terrain (MNT) (Moussa, 2008). Moussa (2008) modélise ainsi la crue de 1977 sur le Gardon d'Anduze grâce à l'utilisation de cette fonction.

White (White *et al.*, 2004) a étudié l'influence respective de la configuration des réseaux et de leur caractéristiques physiques sur la dispersion des débits. Les résultats montrent que la réponse hydrologique est fortement gouvernée par la structure du réseau hydrographique, et ceci quelque soit l'échelle. D'après cette étude menée sur une variété de bassin de l'Illinois, les caractéristiques physiques des réseaux, gouvernant notamment les vitesses de propagation de l'onde de crue, sont d'une influence négligeable devant leur configuration. L'auteur insiste sur l'intérêt de l'utilisation des indices morphologiques, capables de synthétiser les informations utiles à la modélisation hydrologique, en utilisant des paramètres simples facilement extraits de l'analyse de MNT.

C'est ainsi que la morphologie et la configuration des réseaux sont étudiées depuis plus de 60 ans, essentiellement pour leur influence sur le débit mesuré à l'exutoire des bassins.

RESUME

De nombreux processus souterrains et de surface sont en jeu au sein d'un versant lors d'un épisode pluvieux. Les écoulements de surface comme dans les sols ou le substratum, d'abord considérés comme antagonistes, sont aujourd'hui admis comme étant concourants au sein d'un même bassin.

C'est ainsi que des précipitations tombant directement sur le réseau viennent augmenter les débits de manière instantanée au sein du cours d'eau. Les versants, dans un second temps, viennent contribuer à cet écoulement de crue par une combinaison complexe des différents processus superficiels, sub-superficiels et souterrains, dont les variations sont à la fois spatiales et temporelles au cours de l'épisode. Les précipitations sur sol déjà saturé vont générer des ruissellements de surface qui peuvent soit alimenter un drain en eau soit se ré-infiltrer en aval dans un sol moins saturé. Les zones du bassin où la capacité d'infiltration du sol est inférieure à l'intensité des précipitations vont générer elles aussi un écoulement superficiel. Les nappes, à leur tour, rechargées par infiltration, percolation et écoulements de sub-surface, vont contribuer aux écoulements de crue par exfiltration lorsque leurs niveaux piézométriques deviennent supérieurs à celui de la topographie locale. L'écoulement au sein du réseau hydrographique va ensuite gouverner la vitesse de transfert des volumes d'eau en jeu sur le bassin jusqu'à son exutoire.

La combinaison de ces processus à l'échelle du bassin est ainsi responsable des débits mesurés en chacun des points du réseau observé en période de crue. La configuration et les caractéristiques hydro-morphologiques des réseaux hydrographiques vont ensuite conditionner les dynamiques hydrologiques jusqu'à l'exutoire.

Dans le but d'améliorer les connaissances sur les mécanismes en jeu au sein du bassin versant, la présente étude se propose d'étudier la variabilité des réponses hydrologiques des différents épisodes suivis en analysant la dynamique spatialisée des débits mesurés au sein des bassins pilotes mais aussi la réactivité et la configuration des réseaux en eau pour chacun des épisodes.

Chapitre II. La géomatique au service de l'étude des bassins versants

Ces dernières années ont été marquées par un fort développement informatique et un essor de l'information géographique numérique qui ont donné lieu à l'avènement des sciences de l'information géoréférencée (Charleux, 2001). Utilisée pour des applications variées, elles sont dépendantes de l'avancée des techniques numériques et sont donc en constante évolution.

Dans une première partie de ce chapitre, la télédétection sera définie et différentes méthodologies utilisant les images satellitaires pour l'analyse des états de surface de la croute terrestre seront décrites. Ensuite, l'intérêt des nouvelles données satellitaires fournies par le système PLEIADES sera développé dans le cadre de la production de données altitudinales géoréférencées. Dans une deuxième partie est présentée la science et les méthodes qui découlent de l'analyse de ces données altitudinales pour des applications hydrologiques : la géomorphométrie.

Sommaire

II.1. La télédétection au service de l'hydrologie.....	39
II.1.1. La télédétection.....	39
II.1.2. Le système PLEIADES et le programme d'accompagnement ORFEO.....	40
II.1.3. Le couplage télédétection/hydrologie	42
II.1.4. Extraction de paramètres hydrologiques par télédétection	45
II.1.4.i. Suivi des précipitations.....	45
II.1.4.ii. L'occupation du sol.....	46
II.1.4.iii. Humidité des sols.....	48
II.1.4.iv. Cartographie des températures de surface.....	49
II.1.4.v. Evaluation de l'évapotranspiration réelle (ETR)	49
II.1.5. Construction de modèle numérique de terrain à partir de couples stéréoscopiques	50
II.1.6. Construction de modèles numériques de terrain à partir de levé laser : le LIDAR.....	53
II.2. Les traitements de modelés surfaciques	55
II.2.1. Définitions et concepts généraux.....	55
II.2.1.i. La géomorphométrie numérique	55
II.2.1.ii. Les données d'entrée de la géomorphométrie : les modèles numériques de terrain (MNT).....	57
II.2.1.ii.i. Les MNT raster.....	57
II.2.1.ii.ii. Les Triangulated Irregular Network : des MNT vecteur	59
II.2.1.ii.iii. Construction des TIN : de la sélection des points remarquables du relief à une similarité thématique de la surface à étudier	61
II.2.1.iii. Les paramètres morphologiques	64
II.2.2. Les algorithmes de drainage	66
II.2.2.i. Les algorithmes d'analyses morphologiques.....	66
II.2.2.ii. Les algorithmes de directions de d'écoulement	69
II.2.2.ii.i. Les algorithmes unidirectionnels.....	69
II.2.2.ii.ii. Les algorithmes multi-directionnels	71
II.2.2.iii. Les algorithmes TIN	77

II.1. La télédétection au service de l'hydrologie

L'avènement de la télédétection, au début des années soixante-dix, a soulevé beaucoup d'espoir en vue de l'amélioration des connaissances dans tous les domaines où la surface du sol apparaît comme un paramètre prépondérant (Caloz et Puech, 1996). Dans cette partie seront définis la télédétection, les principes et méthodes nécessaires à son utilisation dans le cadre de la caractérisation hydrologique des bassins versants et les possibilités actuelles de la très haute résolution spatiale pour la caractérisation hydrologique et la modélisation morphologique des bassins.

II.1.1. La télédétection

Les données géographiques, dont la caractéristique principale est d'être liée à une localisation spatiale dans un référentiel géographique donné, sont aujourd'hui disponibles sous forme de cartes, bases de données et d'images. Ces images, qu'elles soient issues de photographies aériennes ou de prises de vues satellitaires, sont l'objet d'étude de la télédétection. Cette discipline intègre l'ensemble des théories, sciences et technologies relatives à l'acquisition et au traitement de l'information obtenues sur des objets ou phénomènes par des mesures effectuées à distance.

C'est Mme Evelyn Pruitt de l'Office of Naval Research des États-Unis qui en 1958 a inventé le terme «télédétection» (« remote sensing ») afin d'intégrer au sein d'une même discipline les photographies aériennes, les images satellitaires et les autres techniques d'acquisition de données (ccrs). En théorie, toute forme d'information acquise à distance peut être de la télédétection. En pratique, le terme fait référence à l'acquisition, au traitement et l'extraction d'informations sur l'environnement de la Terre, obtenues depuis une plateforme aéroportée (avion, satellite) (ccrs). La télédétection passive mesure l'énergie, exprimée par la luminance, émise ou réfléchi par un élément de la surface terrestre. Les systèmes actifs, comme le laser ou le radar, analysent la rétrodiffusion d'ondes artificielles émises par le capteur lui-même. Ces mesures sont intégrées au sein d'une unité géométrique : le pixel. La juxtaposition de pixels constitue une image sur laquelle les relations de voisinage sont implicitement connues grâce à la régularité de leur positionnement dans l'image.

Une des caractéristiques essentielles des données d'observation de la Terre, et qui fait leur intérêt auprès de la communauté scientifique, est la vision synoptique qu'elles offrent sur la surface terrestre étudiée. Leur acquisition est homogène et donne une vision globale et objective des états de surface sur l'ensemble de la planète. Cette vision synoptique a permis le suivi de phénomènes naturels qu'il n'aurait pas été possible d'étudier par d'autres méthodes. C'est par exemple le cas du suivi de la température moyenne des océans, des grands systèmes météorologiques et climatiques (suivi de la mousson) ou bien l'avancée de la désertification au Sahel (ccrs). Elle permet aussi l'intégration de données d'un niveau scalaire supérieur, et encourage en cela les études multi-échelles, permettant de caractériser les phénomènes en fonction des différentes échelles d'analyses et de mesures.

En outre, grâce à la répétitivité des prises de vue satellitaires, ces informations sont disponibles à différentes dates, en fonction de la résolution temporelle du satellite, et permet l'établissement de suivis et d'analyses multi-temporelles (Charleux, 2001).

Les capteurs, de plus en plus nombreux, permettent d'obtenir des images à des résolutions radiométriques, temporelles et spatiales très variées. Certains capteurs, tels que les satellites SPOT et PLEIADES, offrent en plus des possibilités d'acquisition stéréoscopiques, permettant la création de modèles numériques de terrain (voir II.1.5) (Charleux, 2001).

Enfin, la nature polyvalente des informations contenues dans une image encourage une vision pluridisciplinaire et intégrée de l'étude des objets ou phénomènes terrestres. Une même image peut ainsi avoir autant d'applications que les sciences en possèdent.

La disponibilité croissante de ces données ainsi que des logiciels de visualisation et de traitement favorise également l'utilisation des données d'observation de la terre. (ccrs) et explique l'utilisation progressive des images aériennes et satellitaires au sein de la communauté scientifique.

II.1.2. Le système PLEIADES et le programme d'accompagnement ORFEO

La recrudescence des besoins en image satellite entraîne la construction et le lancement permanent de nouveaux satellites, et ceci afin de répondre pleinement aux demandes civils et militaires. Le programme franco-italien ORFEO (pour Optical and Radar Federated Earth Observation) a vu le jour en 2000, et prévoit de lancer en orbite d'ici 2012 un nouveau système dual d'observation de la Terre : PLEIADES. Il est constitué de deux satellites. Une composante optique nommée PLEIADES-HR1 est conçue par la France avec pour gestionnaire de projet le CNES (Centre National d'Etudes Spatiales), et une composante radar appelée COSMO-Skymed 4 (Constellation of small Satellites for the Mediterranean basin Observation) est réalisée par l'Italie et gérée par l'ASI (Agence Spatiale Italienne). En 2012, la constellation de satellites comportera deux composantes optiques, PLEIADES-HR1 et HR2, et quatre composantes radars, Cosmo-Skymed 1 à 4.

Les plateformes à capteurs optiques PLEIADES-HR font l'acquisition d'images panchromatiques et multispectrales à quatre bandes. Avec une résolution spatiale sub-métrique et une fréquence de revisite élevée, son agilité lui permettra non seulement de couvrir l'ensemble du globe avec de hautes résolutions spatiales et temporelles (Kabar, 2009) mais aussi d'acquérir des images stéréoscopiques (voire tri ou quadri-stéréoscopiques), permettant la création de modèles numériques de terrain. Le tableau ci-dessous regroupe les caractéristiques principales des PLEIADES-HR.

Orbite	Héliosynchrone, phasée et quasi-circulaire à 694km d'altitude Déphasage de 180° entre les deux satellites Fréquence de revisite de 2 jours par satellite
Acquisition de données	500 images par jour par satellite en moyenne Acquisition simultanée d'images panchromatiques et multi-spectrales
Spécification des images	Panchromatique : -bande spectrale de 0,44 à 0,84µm -0,7 m de résolution spatiale au Nadir Multispectrale : -Bleu : de 0,44 à 0,55 µm -Vert : de 0,5 à 0,6 µm -Rouge : 0,61 à 0,71 µm -PIR : 0,77 à 0,91 µm -2,8m de résolution spatiale au Nadir Fauchée de 20km
Capacité d'acquisition	-30 000 km ² par cycle orbital (valeur maximale) -Mosaïque d'image de 120km par 120km -Couple et triplet stéréoscopique de 20km par 300km
Durée de vie	5 ans par satellite

Tableau 1: Spécifications techniques des images Pleiades (d'après Kabar, 2009)

Le programme d'accompagnement d'ORFEO a été mis en place pour préparer et encourager l'exploitation des images issues des futurs satellites PLEIADES (CNES, 2007).

Dirigé par le CNES depuis 2003 et jusqu'à la mise en orbite du système dual, il vise à aider la communauté des utilisateurs à faire évoluer leur utilisation d'images satellites en lien avec

l'évolution technologique des capteurs et des plateformes, pour une meilleure utilisation des potentialités thématiques de l'imagerie satellitale.

Le programme d'accompagnement ORFEO a ainsi pour objectif de développer des méthodes et des outils de traitement mais aussi d'aider, en fonction des spécifications, à l'utilisation des images par des études scientifiques dans des domaines d'applications variés.

Pour réaliser ces objectifs, le programme est divisé en deux volets interdépendants : un volet méthodologique et un volet thématique.

Les acteurs du volet méthodologique ont pour mission de développer des outils informatiques de traitement d'images, nécessaires à l'utilisation spécifique des futures images optiques et radars. Il est lui-même composé de deux groupes de travail, l'un concernant le traitement des informations en 2 dimensions (image classique) et l'autre le traitement d'images pour la caractérisation en trois dimensions des sites (stéréoscopie). Ces équipes développent l'Orfeo ToolBox, une boîte à outils libre de droit, permettant le traitement et l'analyse d'images satellites et dédiée principalement à l'exploitation des futures images PLEIADES-HR et COSMO-SkyMed (Kabar, 2009).

Les acteurs du volet thématique étudient les capacités d'intégration des produits PLEIADES dans des systèmes à visée opérationnelle. Avant de spécifier et valider des solutions dédiées, les acteurs de ce volet ont la nécessité d'analyser les besoins des utilisateurs finaux. Pour cela, sept groupes de travail sont réunis par applications thématiques:

- GT1 : Mer et littoral
- GT2 : Risques et aide humanitaire
- GT3 : Cartographie et aménagement du territoire
- GT4 : Géologie et géophysique
- GT5 : Hydrologie
- GT6 : Forêt
- GT7: Agriculture

En vue de préparer à l'utilisation des produits PLEIADES, et comme les satellites ne sont pas encore en orbite, les images Quickbird® (Digital Globe, Etats-Unis), dont les résolutions spatiales et spectrales sont sensiblement équivalentes bien que les capacités stéréoscopiques soient plus réduites, sont utilisées par les différents groupes de travail pour simuler ce que seront les images PLEIADES.

Situé dans le GT5 Hydrologie, le présent travail fait partie intégrante du programme d'accompagnement ORFEO. Il concerne essentiellement le volet thématique, c'est-à-dire l'utilisation des possibilités des produits PLEIADES pour l'amélioration des connaissances sur le fonctionnement des bassins versants. Cependant, la première partie du travail présentée dans la Partie 3 concernant le développement d'une nouvelle méthodologie d'analyse de modèles numériques de terrain intègre le volet méthodologique du programme.

II.1.3. Le couplage télédétection/hydrologie

Afin de comprendre, représenter, simuler et prédire la complexité hydrologique d'un bassin, un important effort de développement de modèles hydrologiques a été entrepris depuis une quarantaine d'années, largement favorisé par le développement des moyens informatiques (Ambroise, 1999).

Les modèles hydrologiques les plus utilisés aujourd'hui sont des modèles distribués ou spatialisés. Ils discrétisent ainsi l'espace du bassin versant étudié en unité homogène : une unité hydrologique homogène (un bassin, une zone de saturation etc...) ou un pixel, dont la résolution détermine à la fois l'échelle d'étude et la précision des données. Sur chacune de ces unités sont calculés les différents processus responsables des écoulements ayant cours sur un bassin et le bilan hydrologique correspondant. Ces modèles requièrent ainsi de nombreuses données physiques spatialisées, souvent difficiles d'accès. Un des exemples extrêmes est peut être le cas du Système Hydrologique Européen (SHE) nécessitant approximativement 2400 paramètres (Viné, 1997).

Dans ce contexte, la télédétection représente une opportunité intéressante pour les hydrologues, car elle donne accès à des caractéristiques physiques des états de surface directement compatibles avec la modélisation distribuée (voir Figure 11). L'importance du champ d'étude, relatif aux domaines spectraux (optique, infrarouge ou radar), l'exhaustivité de l'information recueillie ainsi que la multi-temporalité des acquisitions permet, en théorie, de cartographier les variables d'état du bassin versant, comme l'occupation du sol (Viné, 1997), l'humidité des sols (Temimi, 2010), la température de surface (Jacob, 1999), l'équivalent en eau de la neige (Loumagne & King, 1997), l'évapotranspiration (Stisen *et al.*, 2008).

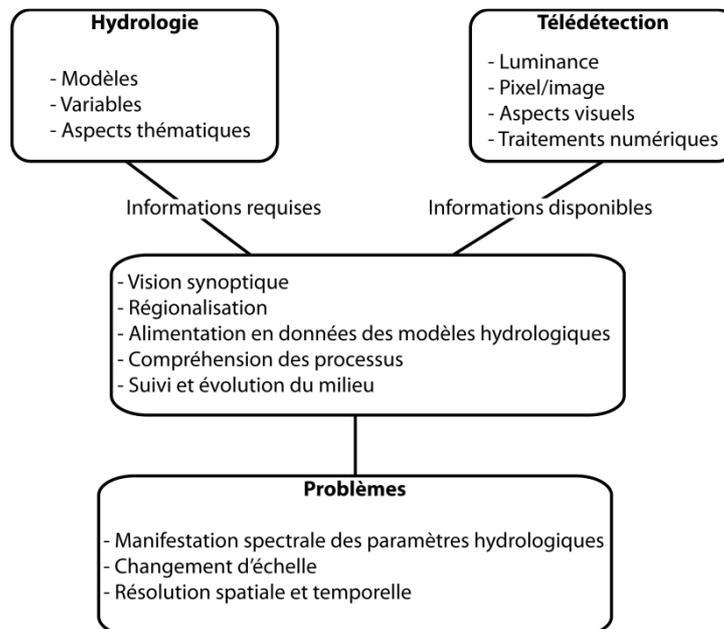


Figure 11: La télédétection au service de l'hydrologie (d'après Caloz et Puech, 1996)

Ainsi, l'hydrologie a besoin d'informations précises qui dépendent des domaines concernés: bassins versants, réseaux hydrographiques, couverture neigeuse, qualité de l'eau (etc...).

Deux niveaux d'informations sont ainsi nécessaires à l'hydrologie : le contexte géographique au sein duquel sont étudiés les objets et phénomènes hydrologiques et qui permet une meilleure formulation du problème hydrologique et un ajustement plus rapide du modèle de simulation ; des caractéristiques locales précises, extraites au niveau du pixel et utilisées comme paramètres d'entrée, requises par les modèles de simulation.

Au cours des dernières années, les possibilités de la télédétection se sont encore enrichies de nouvelles capacités de traitement et de nombreuses expériences. Cette richesse provient de la capacité à interpréter les différentes nuances de niveaux de gris de chacune des bandes spectrales de l'image, en termes de caractérisation d'objets et de relations spatiales qu'ils entretiennent, afin d'y associer un ensemble de connaissances relatives à la problématique étudiée.

Elle permet de fournir plus facilement et plus rapidement des informations objectives sur les états de surface des terrains étudiés et vient compléter les informations provenant des méthodes traditionnelles. Les informations fournies sont de plus en plus riches et sont susceptibles de faire évoluer les sciences hydrologiques vers plus d'efficacité et les sciences de la télédétection vers de nouveaux produits satellitaires (Caloz et Puech, 1996). Cependant, elles posent également de nouveaux défis concernant leur utilisation et leur assimilation dans les modèles existants.

L'apport de la télédétection à l'hydrologie apparaît prometteur.

Aujourd'hui, de nombreux modèles distribués intègrent des informations relatives aux états de surface (ex. : Système Hydrologique Européen dans Moussa (1991); Shetran dans Bathurst (1994); Hydrotel dans Fortin *et al.* (1995); Answers dans Perez (1997); dans Viné, 1997 ; Moussa, 2002).

L'assimilation par les modèles hydrologiques de données satellitaires n'est cependant pas directe, automatique et immédiate (Caloz et Puech, 1996 ; Viné, 1997). L'articulation entre « télédétection » et « hydrologie » pose « le problème de l'adéquation de deux logiques, la conception hydrologique et la description d'une surface » (Puech, 1997). En effet, les données de la télédétection sont de type électromagnétique et non hydro-météorologique (Caloz et Puech, 1996).

Cette articulation a été schématisée par Caloz et Puech (1996) sous la forme d'une liaison entre des objets « hydrologiques » caractérisant des processus hydrologiques définis dans des intervalles de temps et d'espace précis, plus ou moins représentés physiquement au sein d'un modèle hydrologique; et des objets « visuels » caractérisés par la télédétection (données radiométriques) acquises à des résolutions spatiales et temporelles données. Ces informations issues du traitement d'images satellite alimentent le modèle hydrologique soit comme donnée d'entrée, soit comme paramètre (Caloz et Puech, 1996).

L'utilisation des données de la télédétection nécessite donc à la fois une mise en correspondance des résolutions spatiales et temporelles des images satellitaires avec celles du modèle hydrologique et une phase de transposition des données satellite, fonction du modèle choisi donc de l'état des connaissances du fonctionnement hydrologique du bassin suivi (Viné, 1997) afin de rendre pertinente les données télédéteectées vis-à-vis de l'objectif thématique (Caloz et Puech, 1996).

La liaison entre télédétection et hydrologie se heurte en effet à d'importants problèmes d'échelles spatiales et temporelles. La télédétection fournit des informations à l'échelle du pixel. L'agrégation des pixels entre eux permet ensuite de passer aux échelles du versant ou du bassin versant mais nécessite l'emploi de méthodes géostatistiques produisant des artefacts liés à des effets d'échelle qui sont difficilement maîtrisables. L'analyse hydrologique, elle, se situe à différents niveaux d'échelles spatiales (du point d'observation au bassin versant) et temporelles (du déclenchement d'un écoulement à l'année hydrologique), en fonction de la thématique étudiée (Caloz et Puech, 1996). L'articulation de ces disciplines impose donc de raisonner en termes de compatibilité des niveaux d'échelles : les possibilités de la télédétection (objet visuel) doivent ainsi être en accord avec les attentes de l'hydrologie (Puech, 1997).

Les problématiques liées à l'utilisation de données satellitaires pour la modélisation hydrologique concernent donc les paramètres à extraire pour une caractérisation fidèle des comportements hydrodynamiques des différents états de surface, et ceci à différentes échelles. La télédétection, permettant une description interne des bassins, peut donc être utilisée à différents niveaux d'étude, en fonction des différentes résolutions utilisées, et ainsi décrire les facteurs prépondérants aux

écoulements aux différentes échelles représentatives du bassin. Elle peut donc être utilisée comme outil de segmentation de l'espace pour les différents niveaux d'organisation du bassin (Puech, 1993 ; Viné, 1997).

En plus du problème de la compatibilité des échelles de travail, la télédétection fournit des informations primaires (indice de végétation, température de surface, coefficient de rétrodiffusion dans le cas de données radar) qu'il est nécessaire ensuite de transformer en informations secondaires pertinentes vis à vis de l'objectif de modélisation.

Plusieurs approches sont utilisées. Le modèle le plus simple et le plus efficace consisterait en une liaison mathématique directe entre les séries temporelles de données électromagnétiques télédéteectées, et des séries temporelles d'une variable hydrologique correspondante, mais celui-ci n'existe pas (Schultz, 1987 dans Caloz et Puech, 1996).

Les approches empiriques (indices de végétation, modèle de Minnaert, de Shibayama et Wiegand dans Viné, 1997 et Durrieu, 1994) sont donc souvent employées (Malek, 1989; Viedma *et al.*, 1997, Khreim, 1995). Des relations statistiques permettent ainsi de mettre en correspondance les informations radiométriques extraites et les paramètres macroscopiques du couvert (taux de couverture, indice foliaire, biomasse). Cette démarche permet de s'affranchir de la compréhension physique des processus reliant les paramètres extraits et la caractérisation de l'état de surface. L'établissement de ces relations statistiques ne permet donc pas la compréhension directe des processus physiques mais peut résoudre efficacement les problèmes liés à la modélisation hydrologique des bassins. Seulement ces relations statistiques sont très particulières, dépendant du bassin étudié et de sa composition, de l'état phénologique de sa végétation, des conditions d'acquisitions spécifiques des images utilisées, de l'état hydrologique du bassin lors de la prise de vue. Il est donc pratiquement impossible de transposer ces relations sur d'autres bassins ou pour d'autres époques de suivis (Price, 1993; Taob, 1997).

Les approches semi-empiriques tentent d'intégrer un sens « physique » à la relation entre la radiométrie de l'objet et sa caractérisation thématique (Goel, 1988; Boissard, 1992). Par exemple, des indices de végétation corrigés à l'aide d'un modèle de transfert radiatif (SAVI : Huete, 1988) ou par rapport à la radiométrie des sols (PVI : Richardson & Wiegand, 1977) sont utilisés pour caractériser les états de surface. Ces indices, bien qu'améliorant la qualité des relations radiométrie/objet, sont confrontés aux mêmes problèmes que les approches empiriques. Par exemple, Huete (1988) montre que le coefficient « L » utilisé dans l'indice SAVI (voir Tableau 2) est fortement dépendant de l'indice foliaire, donc du type de couvert, de son stade phénologique et de son état physiologique (Viné, 1997).

Dénomination	Formule
Normalized Difference Vegetation Index (NDVI)	$NDVI = (PIR - R) / (PIR + R)$
Perpendicular Vegetation Index (PVI)	$PVI = \frac{1}{\sqrt{a^2 + 1}} \cdot (PIR - a \cdot R - b)$ Avec $PIR = a \cdot R + b$
Soil-Adjusted Vegetation Index (SAVI)	$SAVI = \frac{(PIR - R)}{(PIR + R + L) \cdot (1 + L)}$

Tableau 2: Quelques indices de végétation utilisée dans les approches empiriques et semi-empiriques

Reste enfin les modèles analytiques qui prennent en compte les transferts radiatifs à la surface et à l'intérieur du sol et du couvert végétal, en considérant structures et propriétés optiques des objets qui les constituent (Baret, 1986; Goel, 1988). Ces modèles nécessitant des informations nombreuses

et précises sur la structure de la végétation et nécessitent le plus souvent des milieux homogènes. Malgré l'existence de modèles considérant des couverts partiels (Bégué *et al.*, 1997; Taob, 1997), très peu de travaux ont été conduits sur des couverts hétérogènes (Viné, 1997).

Concernant les conditions de mise en œuvre du couplage télédétection/modèle hydrologique, malgré les fortes potentialités évoquées, le recours à l'image satellite reste encore peu fréquent, notamment au sein d'organismes en charge de la gestion des ressources en eau au sein des bassins versants. Les raisons sont d'ailleurs probablement plus d'ordre psychosocial que technique : résistance aux changements et difficultés objectives pour une entreprise de convertir un ensemble de procédures à de nouvelles technologies (Caloz et Puech, 1996).

Un exemple particulièrement intéressant de l'intégration de données satellitaires pour la modélisation des flux hydriques est le programme « Prediction for Ungauged Basin » (PUB). Ce projet décennal (2003-2012) vise à proposer de nouvelles méthodes et outils pour la prédiction des événements hydrologiques majeurs (inondations, sécheresses) sur les bassins non surveillés, par l'utilisation d'indicateurs de surface et de modèles spatialisés. Un groupe de travail particulier est d'ailleurs spécialement dédié à la validation et l'assimilation des données satellitaire (WG8).

II.1.4. Extraction de paramètres hydrologiques par télédétection

Dans cette partie seront décrites les méthodes permettant d'extraire les informations décrivant l'état de surface du bassin versant directement requises pour la mise en œuvre de modèles explicatifs ou de simulations des comportements hydrologiques.

II.1.4.i. Suivi des précipitations

Le premier satellite météorologique américain TIROS 1 (Television Infrared Observation Satellite), lancé le 1^{er} Avril 1960 de cap Canaveral (Floride), a fourni la première image satellite de l'histoire (voir Photographie 1), prise par des caméras « vidicon ».



Photographie 1: Première image satellite (TIROS 1)

Le satellite demeura opérationnel 78 jours. Malgré cette courte durée de vie, durant 1302 révolutions, il envoya 22 592 photos. La prise d'images était pré-programmée et les photos étaient stockées sur deux unités à bande magnétique, une pour chaque caméra et dont le ruban mesurait 122 mètres de long soit assez pour enregistrer 32 photos ! Ces images furent utilisées par les

météorologiques pour la prévision quotidienne et put ainsi démontrer l'intérêt de telles images. C'était le début de l'histoire du suivi satellitale des précipitations.

Aujourd'hui, un des systèmes opérationnels permettant le suivi des précipitations à l'échelle du globe est le système PERSIANN (Precipitation estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks). Il applique un algorithme de classification à réseau de neurones sur une image infrarouge thermique fournie par des satellites géostationnaires pour donner une estimation des intensités pluviométriques à une résolution spatiale de 0,25°. Développé à l'origine pour des données de l'infra rouge thermique (10,2-11,2 μm), le système PERSIANN s'est étendu aux domaines du visible et de l'infra rouge.

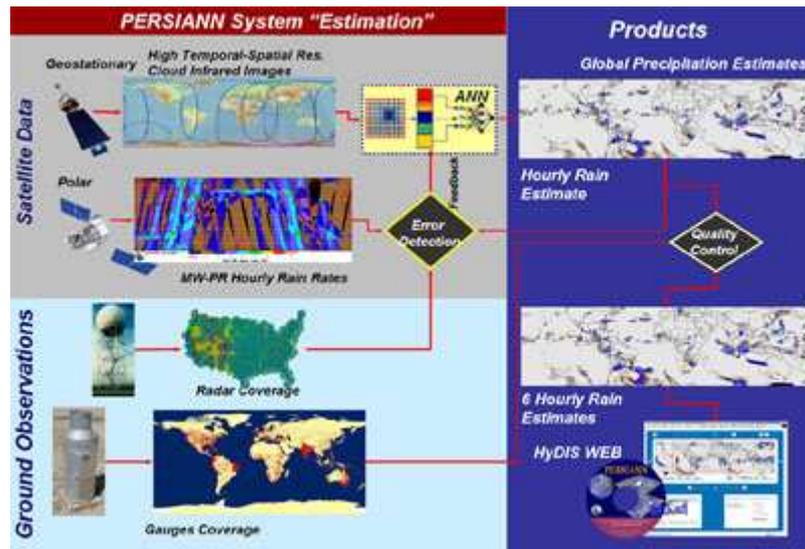


Figure 12: Système opérationnel de prévision des précipitations PERSIANN (d'après CHRS)

Les satellites utilisés sont ceux du CPC (Climate Prevision Center) de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) : GOES-8, GOES-10, GMS-5, Metsat-6, and Metsat-7. Ces satellites fournissent une estimation de l'intensité pluviométrique toutes les 30 minutes mais l'information est agrégée afin de donner des estimations de cumul toutes les 6 heures. Les paramètres du modèle sont constamment mis à jour grâce aux estimations pluviométriques des satellites de basses altitudes : TRMM, NOAA-15, -16, -17, DMSP F13, F14, F15.

II.1.4.ii. L'occupation du sol

L'occupation du sol est le paramètre prépondérant des études en hydrologie utilisant la télédétection. C'est la première variable utilisée par les modèles hydrologiques pour délimiter les surfaces imperméables, estimer les coefficients de ruissellement, localiser les plans d'eau...

De nombreux auteurs décrivent l'occupation du sol par traitement d'images satellites (Kite et Spence, 1994 ; Biftu et Gan, 2000 ; Droogers et Kite, 2000 ; Dubayah *et al.*, 1999). Après validation des classifications par des contrôles de terrain, il s'agit ensuite d'utiliser ces classes d'occupation du sol dans les modèles hydrologiques.

La deuxième étape concerne donc la transformation de l'occupation du sol en paramètres ayant un sens hydrologique direct (Caloz et Puech, 1996).

C'est ainsi que Kite (1998), dans le cadre de son modèle hydrologique semi-distribué SLURP, dérive de l'occupation du sol 6 paramètres utilisés ensuite dans la modélisation : le coefficient

d'interception, la rugosité de surface, le taux d'infiltration, le taux de fonte des surfaces neigeuses, l'humidité des sols et les caractéristiques des stockages souterrains.

La plupart des auteurs utilisent l'indice NDVI pour caractériser l'occupation du sol. Il permet la reconnaissance des zones végétalisées, des zones imperméables et des surfaces en eau (Kite et Spence, 1994 ; Biftu et Gan, 2000 ; Droogers et Kite, 2000 ; Dubayah *et al.*, 1999). La reconnaissance de ces différentes classes d'occupation permet de dériver de nombreux paramètres utiles à la modélisation. C'est ainsi qu'à ces classes d'occupation sont associés des valeurs de potentiel d'infiltration et de percolation dans les sols, mais aussi des valeurs de transpiration et d'évaporation potentielle (Flouzat *et al.*, 2003). Du NDVI peut ensuite être dérivé l'indice de surface foliaire (Leaf Area Index), représentant la surface foliaire exposée par unité de surface au sol. Il sert à quantifier de nombreux processus biologiques et physiques tels la production primaire, la respiration des plantes, la transpiration, la photosynthèse et les cycles de nutriments (ccrs). Il est particulièrement utilisé en hydrologie pour le calcul de l'évapotranspiration potentielle. Mais il peut aussi être utilisé pour le calcul du coefficient d'interception de la végétation par une simple relation linéaire entre LAI et interception (Biftu et Gan, 2000).

L'occupation du sol a une influence importante sur les mécanismes de genèse des crues en contrôlant les processus d'infiltration, d'évapotranspiration et d'érosion (Dubayah *et al.*, 1999). Elle est donc également utilisée pour la détermination du coefficient de ruissellement, qui permet d'évaluer la part des précipitations contribuant directement aux écoulements de crue. La plupart des études menées aux USA et utilisant des données satellites pour la modélisation hydrologique ont ainsi utilisé la relation, déterminée de manière empirique, établie par le Soil Conservation Service (U.S Department of Agriculture) et permettant de fournir pour chaque type d'occupation du sol une valeur du coefficient de ruissellement (Jackson *et al.*, 1977 ; Bondelid *et al.*, 1982 dans Dubayah *et al.*, 1999). Les coefficients de ruissellement figurant dans les tables représentent des valeurs moyennes, mais dont la dispersion est grande dans la réalité. Pour autant, leur variabilité géographique et leur dépendance au type de sol et au relief, permet, en définitive, de faire fonctionner ce type de modèles à partir de la détermination simple de grandes classes d'occupation (Caloz et Puech, 1996).

La capacité de stockage hydrique des sols peut également être dérivée des classes d'occupation du sol. Sous l'hypothèse que cette capacité est fonction de la porosité des sols et de la profondeur des systèmes racinaires et que cette profondeur est dépendante du couvert végétal, Dubayah *et al.* (1999) ont déterminé la capacité de stockage hydrique des sols (*soil water storage capacity*) du bassin versant du Ennepe en intégrant à la fois des données existantes sur les types de sol et des données d'occupation du sol issu du traitement d'images Landsat.

Concernant les besoins en précision de la classification par rapport à la réalité, Abednego (1989) et Puech (1993) ont montré que 80 % de pixels bien classés permettait de fournir des informations suffisamment fiables pour être utilisées par les modèles hydrologiques. Très nombreuses sont les recherches et applications qui ont fait l'objet de publications, depuis 1976 (Ragan et Jackson, 1976) jusqu'à aujourd'hui (Dar *et al.*, 2010), montrant à la fois l'intérêt et l'opérationnalité de ces méthodes.

II.1.4.iii. Humidité des sols

L'humidité des sols est une variable primordiale pour de nombreuses applications hydrologiques. Les mesures de cette humidité, au-delà de leur coût, sont soumises à une très grande variabilité locale rendant difficile l'intégration de ce paramètre à des échelles compatibles avec la modélisation hydrologique. La télédétection peut ainsi permettre une évaluation plus globale de ce paramètre, sur tout ou partie d'un bassin (Paloscia *et al.*, 2010).

Les micro-ondes dont le signal radar fait partie, donnant une image de la texture des sols, permettent une évaluation de l'humidité de leurs couches superficielles. Plusieurs auteurs ont ainsi remarqué que les variations spatio-temporelles de l'humidité des sols étaient corrélées à celles de leur texture, révélée par le traitement de données issues de capteurs micro-ondes aéroportés (Jakson *et al.*, 1995 ; Mattikalli *et al.*, 1995 ; Paloscia *et al.*, 2010).

Différentes bandes radar peuvent être utilisées, en fonction du pouvoir de pénétration du signal souhaité, et sont comprises dans des intervalles de longueur d'onde présentés à la Figure 13.

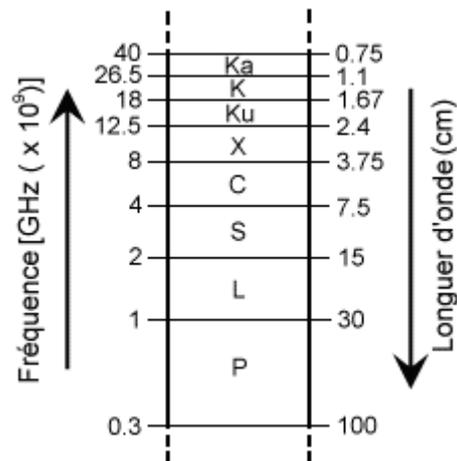


Figure 13: Les différentes bandes du radar (ccrs)

Les recherches sur les bandes de P à L ont mis en évidence l'intérêt de ces basses longueurs d'onde pour la détermination de l'humidité, dans des épaisseurs de sol dépendant de son type et de la contenance en eau de son profil (Shi *et al.*, 1992 ; Caloz *et Puech*, 1996 ; Macelloni *et al.*, 1999 dans Paloscia *et al.*, 2010). Cependant, pour des raisons techniques de transmission du signal, ces bandes ont une utilité limitée (Potsis *et al.*, 2002).

Aujourd'hui, la plupart des systèmes radar sont équipés de la bande C (ERS, RADARSAT, ENVISAT), qui n'est pas la bande la plus appropriée pour l'étude de l'humidité des sols. En effet, à ces fréquences, les effets de la rugosité de surface et du coefficient de rétrodiffusion sont élevés et perturbent le signal (Paloscia *et al.*, 2010). Le signal retour du radar est sensible à plusieurs facteurs combinés. Les plus importants sont le relief, aux diverses échelles (montagnes, ondulations du terrain et rugosité du sol), la végétation (feuilles, branches, tronc) et l'humidité (Caloz *et Puech*, 1996). L'ensemble des perturbations dues au relief et à la végétation doivent donc être éliminées avant toute évaluation de l'humidité des sols, ce processus restant un défi à relever pour la communauté scientifique (Paloscia *et al.*, 2010).

De plus, compte tenu des effets de speckle, des filtres doivent souvent être appliqués afin d'étudier une réponse qui ne peut être que moyenne sur un voisinage donné. La résolution utile du radar est donc généralement plus faible que sa résolution nominale, contrairement au domaine du visible (Caloz *et Puech*, 1996).

Certains auteurs s'affranchissent des effets de la rugosité du sol en estimant une signature moyenne du bassin versant, introduite comme paramètre dans des modélisations globales (Cognard et al, 1995). D'autres recherches extraient l'humidité en éliminant l'effet de la végétation et de la rugosité grâce à des mesures multi-dates, ces facteurs étant supposés stables dans l'intervalle (Paloscia *et al.*, 2010).

Aujourd'hui, certains auteurs se penchent sur l'utilisation de la bande X pour l'étude de la texture et de l'humidité des sols (Baghdadi, 2009). La gamme de fréquences, de 8 à 12,5 GHz (longueurs d'onde de 2,4 à 3,75 cm) permet d'étudier les couches supérieures de la canopée et des premiers horizons du sol (ccrs). Les satellites TerraSAR-X et CosmoSkymed, aujourd'hui opérationnels, fournissent des données en bande X à des résolutions métriques et avec des fréquences de revisite permettant de suivre l'évolution de l'humidité des sols. Leur utilisation, couplée à des données optiques à très hautes résolutions, a en effet permis de révéler le potentiel de ce type de données en milieu agricole pour le suivi des sols, l'hydrologie de surface, l'agriculture ou pour l'étude des risques (érosion, ruissellement) (Baghdadi, 2009).

Malgré les difficultés liées à leur utilisation, il est aujourd'hui possible d'alimenter des modèles hydrologiques avec des mesures d'humidité des sols issus du traitement d'images satellites. Temimi *et al.* (2010) relève par exemple l'intérêt de l'utilisation de la bande KA (37 GHz) pour l'estimation de l'humidité des sols car elle allie à la fois une bonne sensibilité à cette humidité, notamment lorsque la végétation est éparse, et une résolution spatiale plus fine que toutes les autres bandes radar, augmentant ainsi la précision de la mesure et facilitant son intégration dans les modèles. L'originalité de l'approche est la production d'un indice d'humidité surfacique et systématique sur l'ensemble d'un bassin, complémentaire des données traditionnelles ponctuelles (Gineste, 1998).

II.1.4.iv. Cartographie des températures de surface

Les modèles hydrologiques les plus complets prennent en considération dans le bilan hydrique la part évapotranspirée par les végétaux. Les équations relatives à ce processus nécessitent de connaître la température (Caloz et Puech, 1996).

Le capteur AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer), embarqué dans les satellites de la NOAA, comporte une bande spectrale dans l'infra rouge (11.50 - 12.50 μm) spécifiquement conçue pour déterminer la température de surface. Cependant, la température mesurée prend en compte simultanément la contribution énergétique de la végétation et du sol.

Pour parer à cette difficulté, la température de surface est calculée à partir des bandes 4 et 5 (T_B^4 et T_B^5) du capteur NOAA AVHRR en utilisant la méthode de Price (1984) et sous l'hypothèse qu'il n'y a pas de variation d'émissivité des surfaces entre les deux bandes, de la manière suivante :

$$T_S = T_B^4 + 3.33 (T_B^4 - T_B^5)$$

Mais une autre méthode innovante utilisant l'indice végétation/température (TVX) a été mis en place (Dubayah *et al.*, 1999). Elle se sert de la relation entre le NDVI et la température de surface mesurée par le capteur AVHRR (Prince *et al.*, 1998 dans Dubayah *et al.*, 1999). Une régression est ainsi établie entre NDVI et température pour chacun des pixels de l'image étudiée. Sous l'hypothèse que la faible capacité calorifique des feuilles ne leur permet pas d'être à une température supérieure à 2°C de l'air ambiant (Gates, 1980), la température de la canopée, donc à la valeur maximale du NDVI, approxime celle de l'air de surface. Cette méthode est cependant très sensible aux qualités des prises de vue et aux conditions atmosphériques qui perturbent la qualité des valeurs de NDVI (Dubayah *et al.*, 1999).

II.1.4.v. Evaluation de l'évapotranspiration réelle (ETR)

L'estimation de l'évapotranspiration réelle des couverts végétaux (ETR) a fait l'objet d'une attention particulière par les hydrologues utilisant des modèles à base physique.

Des résultats intéressants, obtenus à partir du capteur thermique de NOAA, ont été obtenus en France, en Algérie et au Maroc (Seguin *et al.*, 1994 ; Vidal, 1989 dans Caloz et Puech, 1996).

Un modèle simplifié, utilisant température de surface (T_s), température de l'air (T_a) et rayonnement net (R_n) permet ainsi de calculer l'ETR. Seul le paramètre T_s est dans cette étude cartographié par traitement d'images satellites, T_a et R_n étant déterminés par mesures au sol. Cependant, Caloz et Puech (1996) révèlent une forte limite d'application concernant les images AVHRR : les cultures doivent être homogènes (en essences, en relief) sur d'importantes superficies (plusieurs kilomètres carrés). En outre, les effets atmosphériques doivent être correctement traités pour une détermination suffisamment précise du paramètre T_s .

Chen (2006), en dérivant d'images Landsat l'occupation du sol, le LAI, le coefficient d'interception ainsi que l'évaporation, utilise quant à lui les équations de Penman-Monteith (Monteith, 1965) pour calculer l'évapotranspiration. Plusieurs conditions sont aussi posées par son modèle :

- Tous les processus physiques et biologiques sont homogènes sur un pixel
- La texture des sols est homogène sur l'ensemble du profil au sein de chacun des pixels
- Le pas de temps étant journalier, la variation journalière de la radiation solaire est modélisée selon une sinusoïde à partir de paramètres de radiations
- Le ruissellement de surface n'apparaît qu'en cas de saturation complète du profil (hypothèse de ruissellement sur surface saturée)

Toutes ces limites d'utilisation montrent combien il est encore difficile de modéliser le phénomène d'évapotranspiration de manière suffisamment précise pour les modèles hydrologiques.

A la suite de cette présentation non exhaustive des paramètres utiles à l'hydrologie pouvant être déterminés par traitement d'images satellites, sera abordé la capacité des capteurs satellites à élaborer des modèles numériques de terrain permettant l'analyse hydro-morphologique des bassins versants.

II.1.5. Construction de modèle numérique de terrain à partir de couples stéréoscopiques

La dernière application des images satellites au profit de l'étude des bassins versants concerne la possibilité de création de modèles numériques de terrain. En effet, la capacité des nouveaux satellites à capturer deux images de manière quasi-synchrone sur une même portion de territoire rend possible l'obtention de couples d'images stéréoscopiques permettant la modélisation morphologique de la surface terrestre.

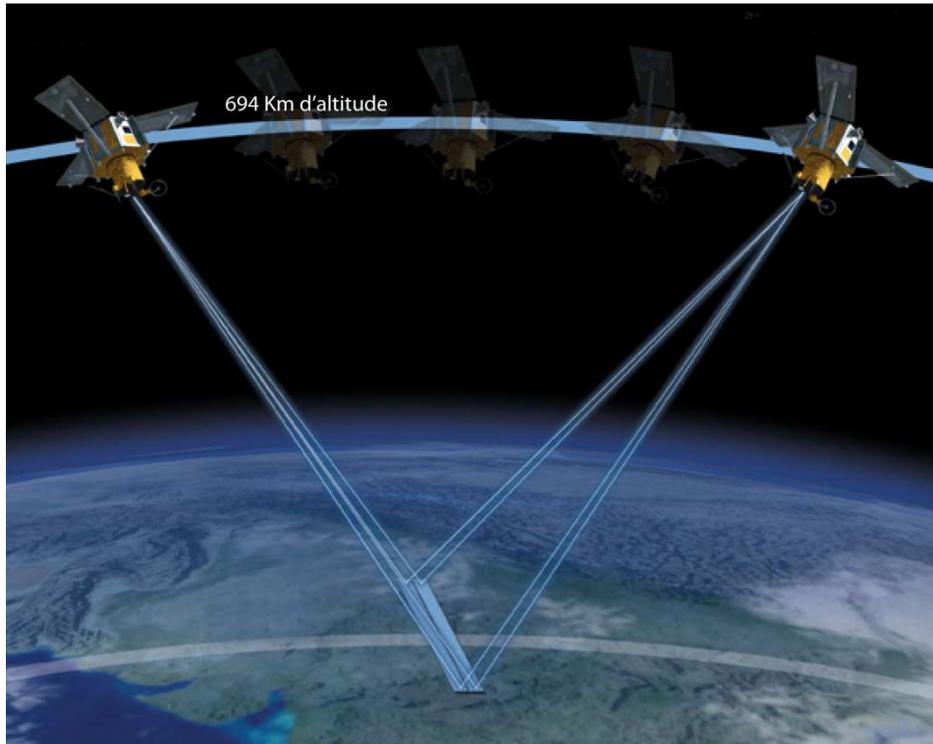


Figure 14: Prise d'images stéréoscopiques par satellite

Afin de produire un couple stéréoscopique d'images, le satellite doit prendre des images de la Terre à différents moments, donc à des positions différentes. Les couples stéréoscopiques d'images satellitaires sont produits lorsque le satellite acquiert des données à partir de deux angles de visée différents, ou deux positions de faisceaux différents (voir Figure 14).

Ce changement du point d'observation provoque un décalage apparent de la position d'un objet par rapport au système de référence de l'image (ccrs). Ce décalage est appelé parallaxe. C'est en utilisant cette parallaxe qu'il est possible de modéliser la morphologie de la surface terrestre. En effet, sa valeur dépend à la fois des positions des deux prises de vue et de leur angle d'acquisition (paramètres de vol connus) mais aussi de la hauteur de la surface étudié par rapport au plan de référence (voir Figure 11).

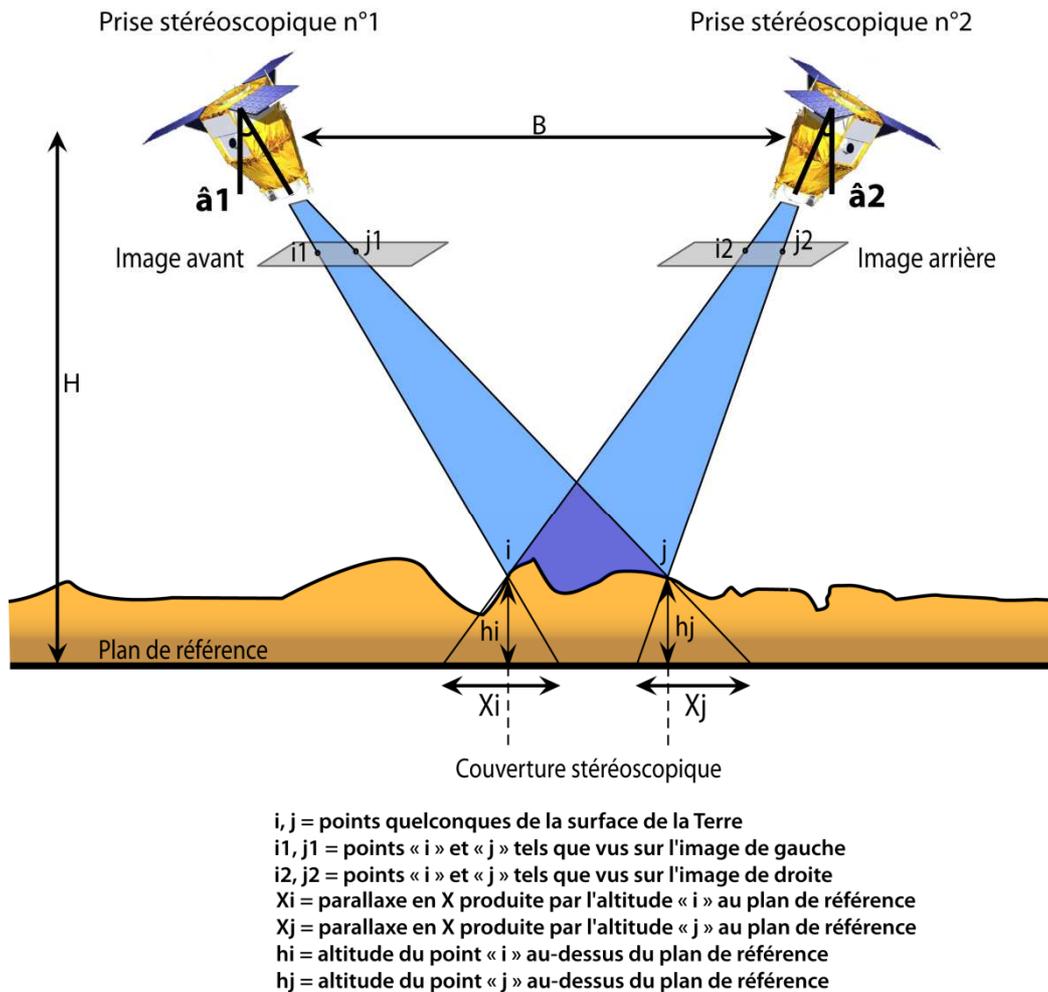


Figure 15: Prises de vue stéréoscopiques et parallaxes correspondantes

Les deux aspects fondamentaux de la parallaxe longitudinale (ou en X) sont :

- la parallaxe de tout point est liée directement à l'angle de visée du capteur
- pour un angle de visée constant, la parallaxe croît linéairement avec l'altitude

Ces deux relations simples permettent de calculer la hauteur d'un point localisé sur les deux images d'un couple stéréoscopique.

L'information topographique est ainsi déterminée à partir du calcul des parallaxes (en X et en Y) d'un couple de points homologues (i_1 est l'homologue de i_2 et j_1 est l'homologue de j_2). L'appariement des points homologues est automatique lorsqu'un algorithme de mise en corrélation est utilisé (Charleux, 2001).

La configuration stéréoscopique est caractérisée par le rapport B/H (ratio base de prise de vue sur hauteur du capteur) défini par :

$$B/H = \tan(\hat{\alpha}_1) + \tan(\hat{\alpha}_2)$$

La précision théorique de restitution stéréoscopique est calculée par la formule suivante (Tannous *et al.*, 1997):

$$P = \sigma \cdot R$$

Avec :

σ : précision de mise en corrélation de deux points homologues (exprimée en fraction de pixel)
R : résolution de l'image

D'un point de vue géométrique, plus les angles d'incidence entre les deux images sont différents, meilleur est l'effet stéréoscopique, donc la restitution de la parallaxe et par conséquent la précision altimétrique.

Cependant, d'un point de vue radiométrique, plus les angles d'incidence sont différents, plus les variations radiométriques entre les deux images sont importantes, limitant l'appariement des points homologues. De plus, la superficie des zones cachées augmente également avec les angles d'incidence des deux images.

L'importance de la variabilité du relief a également des conséquences sur la précision altimétrique du rendu topographique. Ainsi, sur des zones de relief modéré, la corrélation est facilitée par des distorsions radiométriques et géométriques limitées. Sur terrain plat, c'est la texture des objets qui facilite la corrélation. A l'inverse, les zones fortement accidentées, augmentant les distorsions radiométriques et géométriques, limitent l'efficacité de la corrélation automatique et sont donc difficiles à modéliser (Dupont *et al.*, 1998).

L'utilisateur est donc conduit à faire un compromis dans le choix des angles d'incidence des deux images stéréoscopiques, et en fonction du type de relief. Sur un relief accidenté, un B/H faible permet de limiter la superficie des zones cachées et les distorsions géométriques et radiométriques, alors qu'un B/H important permettra d'augmenter les précisions altimétriques sur un relief modéré (Charleux, 2001).

Suite à la corrélation des points homologues, une carte des disparités est créée, révélant la valeur de la parallaxe de chacun des points homologues. Grâce à la connaissance du rapport B/H, il est ensuite possible de relier la parallaxe de chacun des homologues à leur altitude.

Un semi de points possédant une côte z est ainsi obtenu et un modèle numérique de terrain peut ensuite être modélisé à partir de ces points cotés (voir II.2.1.ii).

II.1.6. Construction de modèles numériques de terrain à partir de levé laser : le LIDAR

Le LIDAR (Light Detection And Ranging) est une technique de relevés topographiques utilisant la technologie laser. Un système actif, depuis une plateforme aéroportée, émet des ondes laser dont une partie est diffusée ou absorbée par le milieu, l'autre étant rétrodiffusée en direction de la source du rayonnement (capteur) par la surface d'impact (voir Figure 16). L'utilisation de miroirs réflecteurs permet d'orienter et de balayer le signal au sol avec une fréquence modulable, cette technique étant appelée laser scanning.

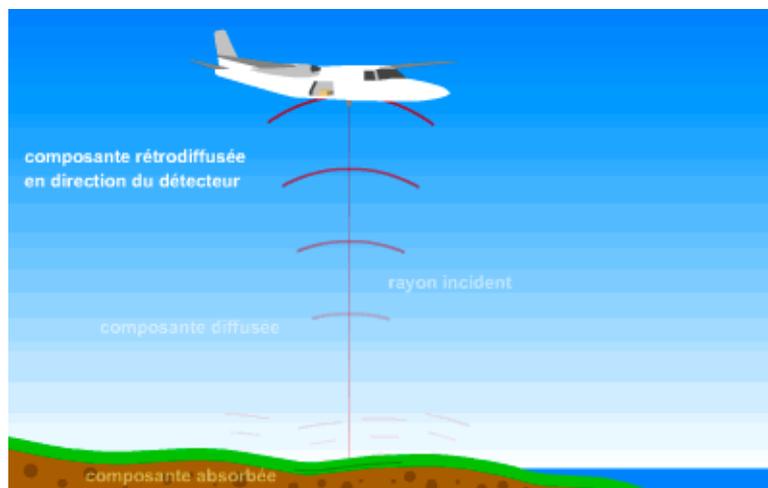


Figure 16: Levé LIDAR (d'après ccrs)

L'altimètre laser déduit du temps de parcours du signal rétrodiffusé la distance entre la plate-forme et le point d'impact du laser. L'écart en temps entre l'instant d'émission et l'instant de réception du signal (overlap) est en effet représentatif de la distance parcourue par ce dernier et du milieu traversé (voir Figure 17). C'est ce principe qui permet de déterminer très précisément l'altitude du système étudié. En fait, le signal laser, qui se caractérise par un fort pouvoir de pénétration, créé, pour chaque impulsion émise, de multiples échos, en fonction des objets du sursol.

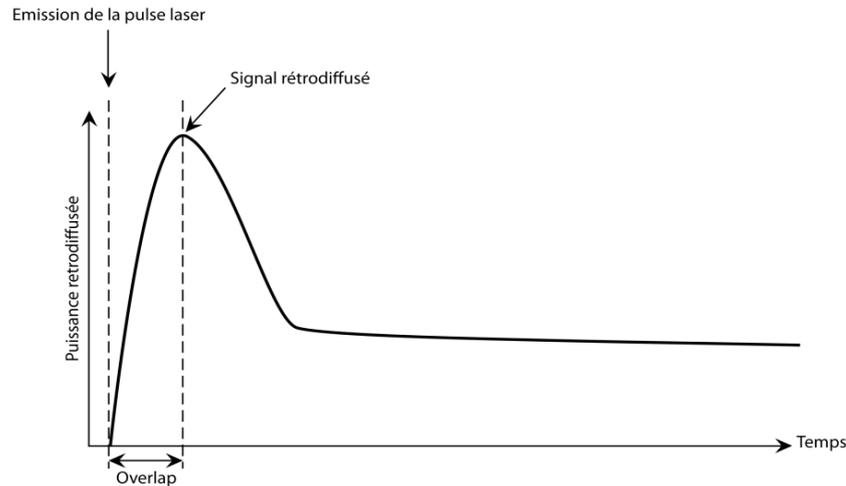


Figure 17: Analyse du temps de réponse de l'onde laser

En combinant un système GPS et un système de navigation inertielle, les coordonnées tridimensionnelles (x, y, z) de la cible sont calculées. Le LIDAR est ainsi capable d'obtenir une précision altitudinale de l'ordre de 5cm à partir d'une altitude de vol de 150m (IFREMER, 2007) mais reste sensible aux variations altitudinales en vol.

Ce système est particulièrement adapté aux zones difficiles telles que les zones de montagnes forestières : il est en effet possible d'obtenir des mesures entre les arbres si la densité de points est suffisamment forte et si le couvert forestier le permet. De cette manière, le sol comme les objets du sursol peuvent être scannés et donc caractérisés. Cette technique a ainsi été utilisée pour modéliser les volumes de bois dans des systèmes d'exploitations forestières (Gautam *et al.*, 2010) ou bien des stades de croissance de pommiers au Canada (Viau *et al.*, 2005).

Un autre avantage du LIDAR concerne sa totale indépendance des conditions météorologiques et de l'ensoleillement lors des relevés qui peuvent être réalisés avec une très grande rapidité (Petzold *et al.*, 1999 ; Barreau, 2000).

II.2. Les traitements de modèles surfaciques

Après avoir abordé les méthodes de création de modèles numériques de terrain, sont présentées dans cette partie les méthodes permettant de les analyser en vue d'en retirer des informations utiles à la majorité des projets de modélisation sur bassins versants.

II.2.1. Définitions et concepts généraux

II.2.1.i. La géomorphométrie numérique

Le terme de géométrie signifie littéralement « mesure de la terre » mais a toujours été appliqué à des surfaces artificielles et mathématiques. La géomorphométrie, elle, correspond à cette définition originelle de la géométrie. Elle est la science dédiée à l'étude quantitative de la surface terrestre. Elle tend à caractériser la morphologie de surface d'une portion de territoire par une analyse quantitative des formes du relief. Principalement utilisée en géographie physique, cette science fait partie intégrante de la géomorphologie quantitative (Thorn, 1988 ; Scheidegger, 1991 ; Leopold *et al.*, 1995 ; Rhoads & Thorn, 1996 in Pike *et al.*, 2009). Elle étudie ainsi la façon dont le champ gravitationnel interagit avec la surface terrestre, la gravité gouvernant les flux de surface qui à leur tour modifient les formes du relief (Mac Millan & Shary, 2009).

Bien que la géomorphométrie puisse être utilisée dans divers champs disciplinaires, de la géomorphologie aux applications militaires en passant par l'hydrologie, elle constitue aujourd'hui une science à part entière (Pike *et al.*, 2009). Interdisciplinaire, elle intègre les géo-sciences, utilise des outils mathématiques et informatiques en vue de manipuler, traiter et analyser des données altitudinales géoréférencées (voir Figure 18).

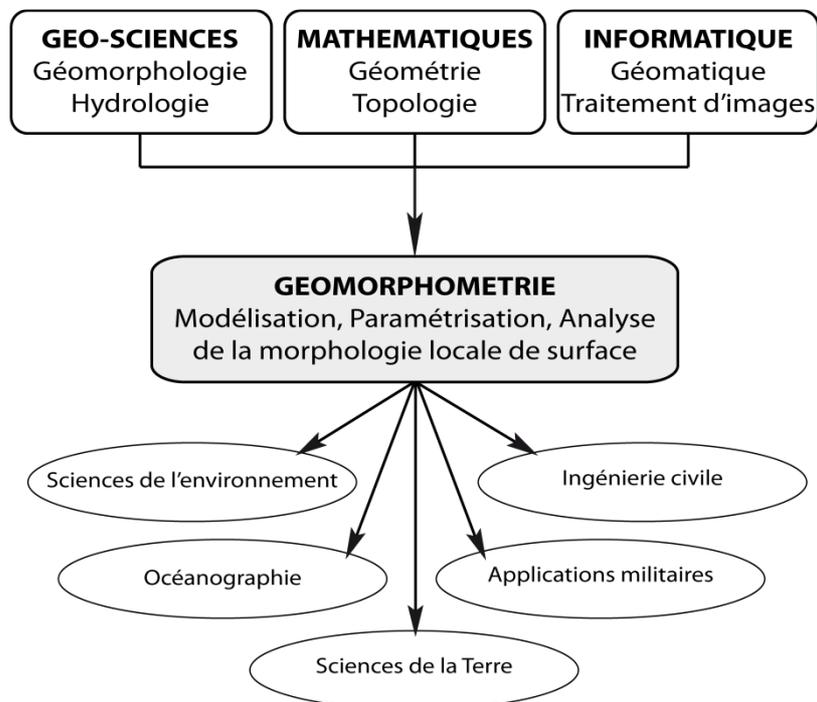


Figure 18: La géomorphométrie: une approche inter-disciplinaire au service de multiples applications (d'après Pike, 1995)

Cette science moderne, utilisant données numériques et algorithmes informatiques, est basée sur une approche analytique et cartographique, afin de représenter la topographie de surface d'une portion de territoire grâce à la manipulation informatique de modèles surfaciques (Tobler, 1976, 2000 in Pike *et al.*, 2009). La géomorphométrie est donc la science de la quantification topographique

d'une surface, dont la principale application est d'extraire des objets géographiques et/ou des paramètres de surface par l'analyse de modèles numériques de terrain (voir Figure 19).

L'action concomitante de processus géomorphologiques, géologiques, hydrologiques, écologiques et pédologiques à travers le temps crée différents types de formes de relief constituant la surface terrestre. Les analyses de modèles surfaciques s'attachent à quantifier ces formes caractéristiques du paysage, de telle sorte qu'elles soient reconnaissables et caractérisées par des attributs spécifiques communs (Lobeck, 1939 ; Weaver, 1965 ; Hammond, 1965 ; Leighty, 2001 in MacMillan & Shary, 2009). A leur tour, influant sur de nombreux processus naturels, elles partitionnent la surface terrestre en différentes unités fonctionnelles homogènes. Se différenciant par leurs attributs tels que la morphologie, la taille ou l'orientation, elles se différencient aussi par les processus à l'origine de leur création et par ceux qu'elles engendrent. La morphologie et la taille de ces formes du relief sont ainsi des indicateurs directs des processus qui ont conduit à leurs formations (MacMillan & Shary, 2009).

C'est pourquoi l'étude de ces formes s'est révélée particulièrement pertinente dans de nombreuses thématiques d'application.

Les données d'entrée de la géomorphométrie représentant ces modèles surfaciques sont nombreuses. Les croissances des moyens informatiques et des données numériques ont facilité l'essor de cette science qui s'est particulièrement développée à partir des années 1970 lorsque les premières données altitudinales numériques ont été disponibles. En 1974, l'USGS (U.S Geological Survey) a en effet fourni les premiers Modèles Numériques de Terrain (Allder *et al.*, 1982 in Pike *et al.*, 2009).

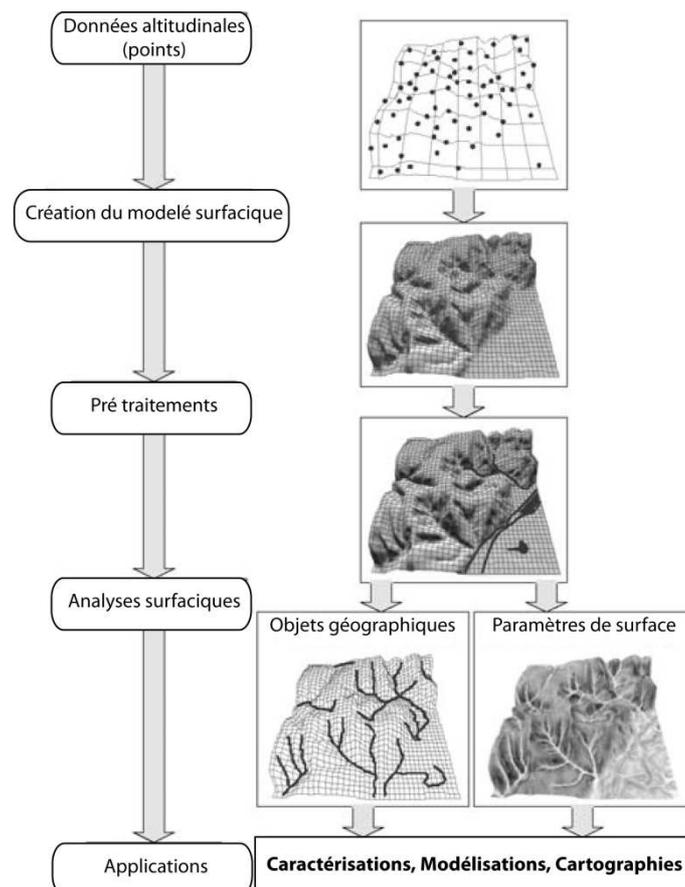


Figure 19: Procédures d'extraction d'objets géographiques et de paramètres de surface (d'après Pike *et al.*, 2009)

Cette discipline s'appuie donc essentiellement sur une formalisation de l'espace représentant les différentes altitudes d'un site : le modèle numérique de terrain (MNT).

II.2.1.ii. Les données d'entrée de la géomorphométrie : les modèles numériques de terrain (MNT)

En géomorphométrie, la surface terrestre est généralement décrite par un Modèle Numérique de Terrain (MNT). Les MNT permettent à la fois une analyse discrète et continue des altitudes de la surface à étudier. La caractérisation fine des éléments morphologiques d'un site aussi bien que la caractérisation des directions de flux sur l'ensemble d'un bassin versant est ainsi rendu possible grâce à l'utilisation de ce type de données.

En fonction de leur format et de leur structure, les MNT sont divisés en deux catégories principales : les MNT raster et les MNT vecteur. Ces deux structures permettent d'obtenir une valeur altitudinale pour n'importe quel point de l'espace (Hengl & Evans, 2009).

II.2.1.ii.i. Les MNT raster

Les MNT raster sont les structures les plus utilisées en hydrologie. Leur disponibilité croissante, la simplicité du format ainsi que leur facilité de traitement ont permis un développement accru de l'utilisation de ce type de donnée pour un panel d'applications toujours plus large (Tachikawa, 1994, 1996; Wilson et Gallant, 2000 in Nardi *et al.*, 2008).

Dans un MNT raster, les altitudes sont stockées sous forme d'une maille régulière, ou grille, d'une taille identique sur l'ensemble de la surface étudiée. Les coordonnées géographiques sont ainsi aisément calculables à la volée grâce à la régularité de l'espacement entre les points de la grille (Hengl & Evans, 2009). La morphologie de la maille (voir Figure 20) va cependant influencer les traitements réalisés.

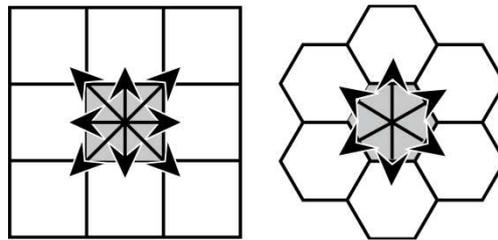


Figure 20: Exemples de mailles raster, a: maille carrée, b: maille hexagonale

En effet, le nombre de voisins d'une cellule de la maille est différent en fonction de la géométrie de la grille. Ainsi, comme présenté sur la Figure 20, sur une maille carrée, le pixel central possède 8 voisins contre seulement 6 sur une maille hexagonale. Certaines applications, notamment en hydrologie, nécessitent le nombre le plus élevé possible de connexités avec leur voisin afin de multiplier les possibilités de transfert de cellule en cellule. Le choix de la grille à adopter doit donc correspondre à l'utilisation visée.

Bien qu'il existe des MNT irréguliers, notamment utilisés pour les jeux vidéos, les applications scientifiques sont encore peu nombreuses, et dans la majorité des études, pour une plus grande facilité de traitement, les mailles sont régulières et de forme carrée. C'est pourquoi les MNT raster irréguliers ou non carrés ne seront pas présentés ici.

Les MNT raster étudiés sont donc essentiellement caractérisés par leur résolution. La résolution représente la taille de la maille, soit la longueur du côté des cellules. Bien que la surface représentée soit continue, le MNT raster reste une représentation discrète de l'espace dépendant de sa résolution et tout changement d'altitude entre deux mailles n'est donc pas connu et peut se révéler non constant sur l'ensemble de la surface étudiée (Hengl & Evans, 2009). C'est pourquoi la résolution d'un MNT va fortement conditionner le niveau de détail, ou autrement dit la précision spatiale de la surface qu'il représente, la quantité d'information contenue dans un MNT étant inversement proportionnelle à sa résolution. En géographie, la résolution est ainsi liée au concept d'échelle. La

résolution du MNT doit en effet être adaptée à la taille des objets étudiés. De plus, une résolution fine sera adaptée aux grandes échelles et à des surfaces d'étude réduites tandis qu'une résolution grossière sera utilisée à de petites échelles sur de vastes territoires (voir Figure 21).

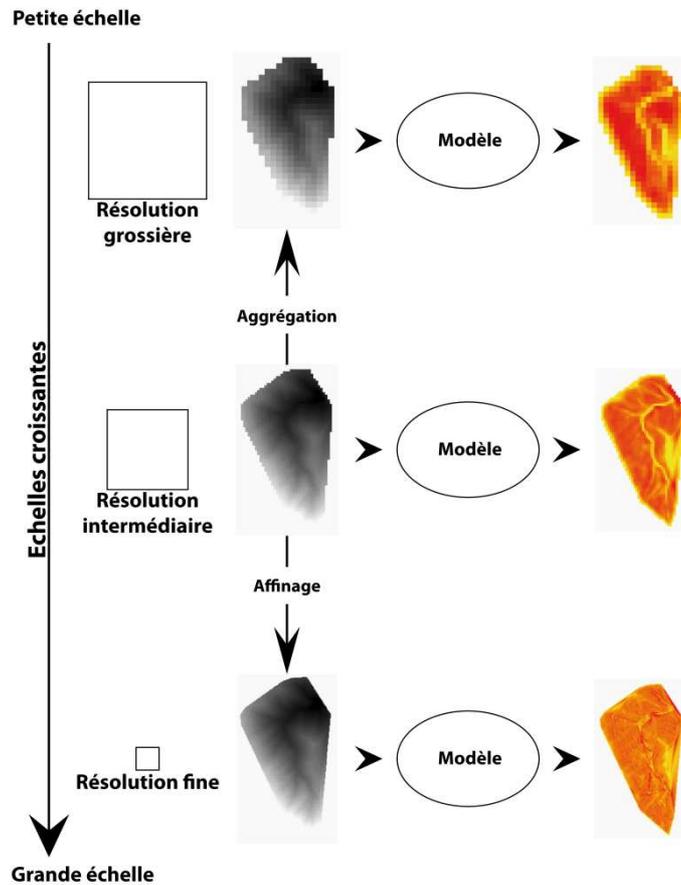


Figure 21: Résolutions et échelles

Le choix de la résolution est un critère indispensable pour une représentation adaptée aux problématiques étudiées. Ainsi, une résolution toujours plus fine n'est pas obligatoirement synonyme d'une meilleure représentation de la réalité terrain. Il s'agit donc de trouver le meilleur compromis entre une représentation grossière de la surface étudiée pouvant générer des erreurs de localisation ou de représentation d'une morphologie locale, et une donnée sur-échantillonnée posant des problèmes de temps de calcul et d'artefacts de construction. Augmenter la résolution d'un MNT augmente son contenu informatif. Pour autant, cette augmentation doit être relative à la variabilité altitudinale de la surface à représenter. Pour un terrain relativement homogène, une résolution trop fine peut engendrer la création d'artefacts dus à une trop importante interpolation des valeurs altitudinales. A l'inverse, sur un terrain contrasté, une trop faible résolution amène à une simplification des morphologies locales et entraîne une perte d'information. Il est donc nécessaire d'obtenir un MNT dont la résolution permet de correctement refléter la complexité d'une surface, capable de représenter la majorité des formes du terrain et qui minimise les erreurs de création et les temps de calcul (Borkowski & Meier, 1994 ; Kienzle, 2004 ; Pain, 2005 ; M.P. Smith *et al.*, 2006 in Hengl & Evans, 2009).

Des tentatives de formalisation du calcul de la résolution optimale ont été réalisées (Hengl, 2006). Cependant, l'auteur a noté que ses formulations étant directement liées à l'échelle de réalisation des données de base de création du MNT (lignes de contours, points homologues etc...), il n'existe pas de formulation absolue et universelle pour le choix d'une résolution de MNT. Il n'existerait pas de résolution optimale mais seulement une résolution « suffisamment bonne » (Hengl & Evans, 2009) pour une certaine échelle de travail et une certaine application. Pour un projet précis la résolution

optimale est en effet variable dans l'espace selon les zones du projet et ne peut être unique et suffisante. C'est pourquoi, lorsque cela est nécessaire, il convient d'affiner les analyses de MNT en utilisant différentes résolutions, permettant une caractérisation plus complète (multi-échelles) de la zone d'étude.

Bien que les MNT raster, au vu de leur facilité d'utilisation et de leur disponibilité croissante, soient encore les représentations surfaciques les plus utilisées dans la littérature, différents problèmes ont été relevés par de nombreux auteurs concernant l'utilisation des MNT raster en hydrologie. Tucker *et al.* (2001) rappelle les principales difficultés rencontrées avec cette structure :

- Les formes du relief sont représentées à une résolution unique sur l'ensemble de la surface étudiée, à savoir la résolution la plus fine nécessaire à décrire les plus fins objets de l'étude
- Dans certains cas, l'utilisation de MNT raster introduit une anisotropie engendrant des erreurs dans la représentation des réseaux d'écoulements (Braun et Sambridge, 1997 ; Charleux, 2001)
- La résolution unique rend difficile, parfois impossible, la modélisation des processus géologiques ayant une composante horizontale, notamment pour la représentation des méandres ou des déplacements de failles

De plus, la résolution des MNT raster influence de manière très importante les résultats d'extractions de caractéristiques topographiques et les hydrogrammes calculés par des modèles hydrologiques distribués (Zhang et Montgomery, 1994), les résultats d'extraction de paramètres morphologiques, hydrologiques et la réponse des bassins (Willgoose et Walker, 1999), les prédictions d'humidité des sols (Kuo *et al.*, 1999).

Les difficultés rencontrées avec les MNT raster ont poussé certains auteurs (Gandoy-Bernasconi *et al.*, 1990; Jones *et al.*, 1990; Nelson *et al.*, 1994; Palacios-Velez *et al.*, 1998; Tucker *et al.*, 2001; Vivoni *et al.*, 2005) à utiliser d'autres types de modèles surfaciques, les Triangulated Irregular Network.

II.2.1.ii.ii. Les Triangulated Irregular Network : des MNT vecteur

La plupart des systèmes d'acquisition de données altitudinales conventionnels fournissent des mesures de points ponctuels clairsemés. Construire une grille régulière à partir de ces données source apparaît donc contre nature (Kasser et Egels, 2001).

Il existe différentes possibilités de représenter le modèle surfacique d'une portion de territoire en format vectoriel. Moore *et al.* (1988), Verma *et al.* (2004) et Ai (2007) ont par exemple utilisé les lignes de contour comme modèle surfacique afin d'en extraire des caractéristiques hydrologiques de bassins versants. Mais la structure vectorielle la plus répandue, notamment pour des applications hydrologiques reste le Triangulated Irregular Network (TIN).

Le TIN divise les surfaces en facettes triangulaires irrégulières en évitant les chevauchements. La triangulation est le plus souvent basée sur l'algorithme de Delaunay qui génère des triangles tels que le cercle circonscrit ne contient aucun autre noeud du maillage (voir Figure 22).

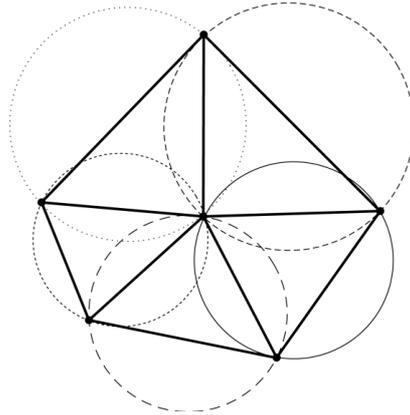


Figure 22: Triangulation de Delaunay

Cette méthode se différencie des autres car elle permet d'obtenir une unique triangulation optimisée (Watson and Philip, 1984 ; Tsai, 1993). Le résultat est un maillage vectoriel de triangles irréguliers dont les angles intérieurs sont minimisés, constitué de 3 types d'éléments graphiques: 3 noeuds, 3 arrêtes et une facette triangulaire.

La triangulation de Delaunay correspond au graphe dual des polygones de Voronoï (voir Figure 23).

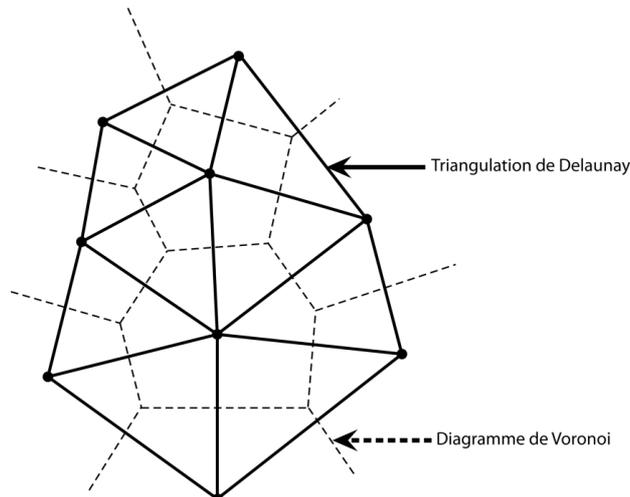


Figure 23: Graphe dual Delaunay-Voronoi

Ainsi, les sommets des triangles constituent les centroïdes des polygones de Voronoï dont les segments sont formés par les médiatrices des côtés des triangles de Delaunay. La dualité de ces graphes permet notamment à certaines études en hydrologie (Bocher, 2004) de modéliser les transferts de flux de facettes triangulaires en facettes triangulaires en suivant les arêtes des polygones de Voronoï (voir II.2.2.iii).

Contrairement au maillage raster pour lequel la résolution est homogène sur l'ensemble du MNT, l'un des avantages des TIN réside dans sa capacité à représenter une surface altitudinale avec une résolution variable. La résolution variable d'un modèle surfacique permet de conserver un nombre important de facettes de tailles réduites dans les zones les plus accidentées, c'est-à-dire présentant le plus de contrastes altitudinaux, et de limiter leur nombre et d'augmenter leur taille dans les zones les plus homogènes. Le but est de limiter la quantité de données à traiter pour maintenir des temps de traitement raisonnables tout en conservant une représentation suffisamment fidèle de la réalité de terrain en détaillant davantage les zones à morphologie complexe. Il est à noter que pour certaines études, notamment celles concernant les milieux de plaines, côtiers ou de zones agricoles, il est nécessaire de conserver une résolution fine sur les zones peu accidentées.

En conséquence, la triangulation irrégulière de ce nuage de points crée un maillage dont le nombre de voisins de chaque facette triangulaire est variable et non limité. Cette propriété permet la génération de directions d'écoulement dont les angles sont variés, non limités et adaptés à la morphologie locale du modelé. Lorsque la morphologie est complexe, grâce à la sélection d'un plus grand nombre de points d'altitude, les arêtes et les facettes triangulaires du TIN sont plus nombreuses, le nombre de voisins d'une cellule est augmenté et génère de plus importantes possibilités d'angles de directions d'écoulement. A l'inverse, sur les versants, le nombre de points d'altitude étant plus réduit, les possibilités angulaires pour les directions d'écoulement sont aussi plus limitées.

Enfin, la forme vectorielle des TIN permet une préservation fidèle des structures remarquables constituant le relief à représenter ou influant la réponse hydrologique associée. En effet, des lignes, ponctuels ou polygones représentant des structures anthropiques ou naturelles et ayant une influence sur la représentation du modelé ou sur les processus à étudier peuvent être directement incorporés au sein du maillage (Bocher, 2004). Le TIN ainsi « contraint » permet d'obtenir une représentation particulièrement fidèle de la réalité du terrain étudié.

Ces avantages ont permis le développement d'outils de modélisation hydrologiques distribués particulièrement performants sur MNT TIN (Jones *et al.*, 1990 ; Goodrich *et al.*, 1991 ; Catsaros *et al.*, 1997 ; Palacios-Velez *et al.*, 1998 ; Nelson *et al.*, 1999 ; Mita *et al.*, 2000 ; Tucker *et al.*, 2001 ; Vivoni *et al.*, 2004). Cependant, la complexité de la structure TIN limite encore son utilisation, les algorithmes associés étant encore assez gourmands en temps de calcul en comparaison des méthodes raster (Tucker *et al.*, 2001), notamment sur des bassins de grande superficie.

De plus, le nombre et la méthode de sélection des points utilisés pour la triangulation vont influencer de manière importante la représentation du modelé de terrain et par conséquent les paramètres qui en sont extraits. Dans les paragraphes qui suivent sont décrites les méthodes utilisées pour la sélection des points remarquables du relief permettant une représentation fidèle de la réalité du terrain étudié.

II.2.1.ii.iii. Construction des TIN : de la sélection des points remarquables du relief à une similarité thématique de la surface à étudier

Le nuage de points que représente les données d'altitudes originelles, obtenues soit à partir du traitement de couples stéréoscopiques (voir II.1.5), soit à partir d'une source de données altitudinales ponctuelles (LIDAR), est soumis à des algorithmes de filtrage afin de limiter la quantité de données à traiter tout en maintenant une cohérence sur les altitudes représentées et/ou sur les paramètres extraits. Plusieurs types d'algorithmes permettent le traitement de ces nuages de points. Les critères de sélection des points utilisés pour la triangulation sont variés, et dépendent des algorithmes de filtrage utilisés.

(1) Algorithmes de filtrage des points pour la construction de MNT TIN

La topographie joue un rôle primordial dans le contrôle de la réponse hydrologique du bassin versant. Dans les TIN traditionnels, l'information topographique est capturée par un échantillonnage de points suivant un critère de préservation des pentes.

Des solutions numériques ont été élaborées pour la sélection des points critiques à utiliser dans la triangulation en utilisant un critère de préservation des pentes. Trois grandes approches sont utilisées dans la plupart des études (Vivoni, 2004) : la méthode VIP (Very Important Point), la méthode LATTICE ou DH (Drop Heuristic) et la méthode HighLow (J. Lee, 1991).

La VIP utilise un filtre 3*3 pour évaluer l'importance d'un point à l'intérieur de ce filtre. L'importance correspond à la distance entre l'altitude du point considéré et ses quatre paires de voisins. Une

moyenne des quatre distances permet d'obtenir une évaluation de l'importance du point considéré. On peut ensuite éliminer les points de faible importance jusqu'à :

- soit une importance donnée (au dessus de tel seuil, on garde tous les points),
- soit un nombre de points fixé

Suivant cette logique, plus le nombre de points gardés pour la triangulation est important, plus le modelé sera fidèle à la surface de départ. Vivoni (2004) indique cependant que les résultats de cette méthode ne sont pas complètement satisfaisants sur les surfaces curvilignes et les bassins accidentés.

La méthode DH, quant à elle, semble plus efficace (Vivoni *et al.*, 2004). Le but est de déterminer le meilleur échantillonnage de points tel qu'après triangulation, le TIN soit le plus fidèle possible à la surface source. Pour cela, chaque point est analysé séparément : il est tout d'abord retiré du maillage et une nouvelle triangulation est effectuée. L'altitude moyenne du triangle de remplacement est ensuite comparée à l'altitude originelle du point considéré. Cette différence est gardée en mémoire, le point est replacé et le processus est réitéré sur le point suivant. Quand tous les points ont été analysés, on retire le point dont la différence est la plus limitée et l'on continue jusqu'à une erreur prédéfinie, ou bien jusqu'à l'obtention de la réduction désirée (facteur de réduction des données = nombre de nœuds sélectionnés/ nombre de points originels), correspondant à un nombre de points définis (Vivoni *et al.*, 2004). Cette méthode a été privilégiée dans plusieurs travaux (Lee, 1991 ; Vivoni *et al.*, 2004) pour son erreur moyenne bien inférieure à celle de la méthode VIP sur une variété de bassins différents.

La dernière méthode est la méthode HighLow. Elle permet de sélectionner les points d'extrema locaux, représentatifs des concavités ou convexités. Ainsi, les points issus de la méthode High seront des points situés sur des extrema locaux (sommets, cols, crêtes) tandis que la méthode Low permettra d'extraire les minima locaux (puits, thalwegs). Cette méthode permet de correctement représenter les extrema locaux et ainsi de rendre compte de la topographie générale des sites. Cependant, en dehors des extrema, cette méthode ne permet pas de conserver la fidélité des pentes sur l'ensemble d'un bassin, notamment sur les versants, et doit être utilisée en complément d'autres méthodes plus globales, comme la méthode DH par exemple.

(2) Contrainte de la structure TIN

Le but de cette approche est de contraindre les lignes de structure du TIN en utilisant des données extérieures, ponctuelles, polygonales ou linéaires (station, cours d'eau, limites de sous bassins, zones inondables). Ces données de contrainte, permettant d'affiner la représentation de la réalité hydrologique des MNT, peuvent par exemple être préalablement extraites d'images satellites, de photographies aériennes ou issues de campagnes de terrain. Ces données sont incorporées à la triangulation en plus des points filtrés selon les algorithmes cités précédemment. Bien sûr, d'autres données peuvent être ajoutées à la triangulation : la géologie, la pédologie, la végétation par exemple, lorsqu'elles sont nécessaires à la modélisation à effectuer sur le TIN considéré. Par exemple, une combinaison de paramètres de terrain peuvent être incorporés, sous forme de polygone, afin de définir des unités de réponses hydrologiques similaires (Kouwen *et al.*, 1993). Ces unités, intéressantes en modélisation hydrologique, peuvent ainsi être incorporées dans le TIN contraint afin que leurs limites suivent la triangulation construite.

(3) Approche de « similarité hydrologique »

Cette méthode utilise à la fois les algorithmes de filtrage, des données extérieures pour la contrainte du TIN et utilise en plus un « indice de similarité hydrologique » (Vivoni *et al.*, 2004).

Il correspond à l'indice topographique de Beven and Kirkby (1979) et de O'Loughlin (1986) :

$$A = \ln \left(\frac{As}{\tan \beta} \right)$$

Avec :

A = indice de « similarité hydrologique »

As = surface drainée

$\tan \beta$ = pente au pixel considéré

L'indice topographique est utilisé dans des modèles topo-hydrologiques pour représenter explicitement l'effet de la topographie sur la genèse des écoulements, dominant souvent celle de l'hétérogénéité des propriétés hydro-dynamiques (Beven et Kirkby, 1979, Beven *et al.*, 1995 ; Beven, 1997 dans Ambroise, 1999). Employé notamment dans l'étude de la localisation des zones potentielles de saturation en eau du sol, sa valeur est d'autant plus élevée que la surface amont drainée est importante et que la pente locale est faible.

L'indice topographique utilisé dans le modèle hydrologique TOPMODEL (Beven & Kirkby, 1979) est basé sur le concept d'aires contributives variables selon lequel les différentes zones d'un bassin versant ne contribuent pas de la même façon ni de manière synchrone au débit mesuré à l'exutoire.

$$W = \ln \left(\frac{As}{T \cdot \tan \beta} \right)$$

Avec :

W = indice topographique

As = surface drainée au pixel considéré

$\tan \beta$ = pente au pixel considéré

T = Transmissivité hydraulique

La localisation de ces aires contributives serait ainsi dépendante de la convergence des flux, de la pente et de la transmissivité des sols. L'indice topographique intègre donc la pente locale (β), la surface spécifique (As) et la transmissivité (T). Le potentiel d'exfiltration augmente avec la valeur de cet indice. En effet, le potentiel d'exfiltration sera d'autant plus important que la surface drainée est importante et la pente locale faible, les sols étant dans ces conditions plus rapidement saturés. La transmissivité évoluant au cours d'un épisode, l'utilisation de ce concept permet de caractériser spatialement et dynamiquement les zones à fort potentiel de saturation (avec des valeurs d'indice élevées) et les zones de divergence de flux (avec des valeurs d'indice faibles).

L'équation négligeant la transmissivité (correspondant à l'indice de similarité) est souvent utilisée (Wood *et al.*, 1990 in Wilson & Gallant, 2000). Lorsque l'hypothèse d'homogénéité de la transmissivité des sols est retenue mais aussi lorsque les variations de transmissivité sont négligeables en comparaison des variabilités topographiques (ce qui est vrai dans la majorité des cas (Wood *et al.*, 1990 in Wilson & Gallant, 2000)), alors cette équation est préférée. (Curie, 2006)

La fonction de distribution spatiale de cet indice synthétise, avec peu de paramètres et de manière réaliste, l'information topographique contrôlant les conditions hydro-dynamiques privilégiées des modèles à base physique (Ambroise, 1999). Il est aussi appelé « indice de similarité » car les zones ayant des valeurs d'indice équivalentes présentent des comportements hydro-dynamiques similaires (Ambroise, 1999).

C'est pourquoi il est primordial de conserver la répartition spatiale de cet indice au sein d'un TIN lorsqu'il est utilisé pour des applications hydrologiques.

Pour cela, une fonction mathématique reliant indice de similarité et distance entre les points à conserver peut être élaborée afin de faire correspondre à un index de similarité une densité de point structurant le futur TIN. Cette fonction d'échantillonnage peut se présenter sous différentes formes, linéaires ou de degrés supérieurs, suivant les caractéristiques directement liées à la topographie, à la réponse hydrologique des bassins versants et à la résolution de la surface originale. La plus faible distance entre les points à échantillonner correspond à la résolution de la surface originale tandis que la limite supérieure est égale à la longueur moyenne des versants (représentant la distance hydrologique en tout point du réseau). De cette manière, les pixels ayant des index élevés (zones de

convergence à saturation élevée) seront plus sélectionnés que les pixels à index faibles (zones de fortes pentes avec une faible saturation) suivant la relation établie.

Vivoni (2004) a remarqué que cette dernière méthode obtenait de meilleurs résultats en termes de similarité avec la surface originelle sur différents critères topographiques, hydrologiques et sur l'index de similarité. Cependant, Beven *et al.* (1995) souligne que cet index est particulièrement adapté aux zones à écoulement par excès de saturation, limitant la généralisation de la méthode à tous types de bassins versants mais aussi à l'ensemble d'un même bassin. De plus, un sous échantillonnage des zones à pentes abruptes peut engendrer des erreurs de topographie et par conséquent des erreurs sur l'extraction des réseaux et la localisation de leur source.

Il est donc primordial, avant tout travail d'extraction d'objets ou de paramètres, de correctement choisir la méthode de sélection de point pour la triangulation des TIN, afin de rester le plus fidèle possible à la topographie réelle du relief étudié. Ces méthodes permettent de trianguler une surface dont les points d'altitude les plus pertinents (selon la méthode) sont gardés et de connaître la fidélité de la structure employée. Le résultat est un ensemble de points de base pour la triangulation, irrégulièrement répartis sur l'ensemble de la zone d'étude afin de respecter soit un nombre de points total (ou une résolution), soit une erreur totale générée prédéfinie.

II.2.1.iii. Les paramètres morphologiques

Les paramètres directement extraits d'un MNT sont qualifiés de paramètres primaires (Wilson & Gallant, 2000). Ils renseignent principalement sur la topographie d'un site, sur la géométrie des formes du relief. Certains de ces paramètres primaires sont directement utilisables dans différentes thématiques telles que l'écologie forestière, la géologie ou l'hydrologie. C'est par exemple le cas de la surface drainée, des pentes, de la distance à l'exutoire. Ils servent ensuite aux algorithmes de drainage pour délimiter des réseaux hydrographiques ou des unités morphologiques homogènes.

Des paramètres appelés secondaires sont issus de la combinaison de ces paramètres primaires (Wilson & Gallant, 2000). Ils sont nombreux et dépendent du type d'application. Utilisés principalement en modélisation, certains permettent le suivi de l'évolution morpho-paysagère ou bien la comparaison de bassins ou de réseaux hydrographiques.

Le Tableau 3 détaille les principaux paramètres primaires et secondaires utilisées dans la littérature.

Qualification	Attributs	Définition
Primaire	Altitude	
	Altitude moyenne amont	Calcul de l'altitude moyenne
	Orientation	Calcul de l'orientation géographique
	Pente	
	Pente amont	Pente moyenne du bassin amont
	Pente aval	Pente moyenne en aval du point considéré
	Pente du bassin	Pente moyenne du bassin considéré
	Courbure en plan	Calcul de la courbure d'une surface dans un plan perpendiculaire à la pente
	Courbure en profil	Calcul de la courbure d'une surface dans un plan parallèle à la pente
	Courbure tangentielle	Courbure en plan multipliée par la pente
	Direction de flux	Calcul des directions de flux de surface suivant la plus grande pente
	Ensoleillement	Durée d'ensoleillement annuelle
	Champ de visibilité	Surfaces visibles depuis un point
	Aire drainée	Surface du bassin amont
	Surface aval	Surface du bassin aval
	Surface du bassin	
	Surface spécifique	Surface du bassin divisé par la résolution du MNT
	Longueur de drainage amont	Longueur maximale du chemin d'écoulement situé à l'amont : distance maximum de la limite du bassin au point considéré en suivant le réseau de drainage
	Longueur moyenne amont	Longueur moyenne du chemin d'écoulement situé à l'amont : distance moyenne de la limite du bassin au point considéré en suivant le réseau de drainage
	Distance à l'exutoire	Longueur de réseau situé à l'amont jusqu'à l'exutoire
Longueur de bassin	Distance entre le point le plus élevé et l'exutoire suivant le réseau de drainage	
Secondaire	Réseaux hydrographiques	Les réseaux hydrographiques sont majoritairement extraits par combinaison des directions de flux et de l'aire drainée
	Caractéristiques réseaux	Ordres des drains, longueurs, nombre de confluences, de départ de réseaux
	Indices topographiques <i>As</i> : Surface spécifique <i>T</i> : transmissivité du sol <i>tan β</i> : pente locale	Kirkby (1979) : $W = \ln \left(\frac{As}{T \cdot \tan\beta} \right)$ $W = \ln \left(\frac{As}{\tan\beta} \right)$
	Indices d'érosion potentielle	$SPI = As \cdot \tan\beta$
	Variation de l'indice d'érosion potentielle utilisé pour prédire la localisation des têtes de réseaux d'ordre 1	$SPI = As \cdot (\tan\beta)^2$

Tableau 3: Paramètres primaires et secondaires (d'après Wilson & Gallant, 2000)

II.2.2. Les algorithmes de drainage

Les algorithmes de drainage sont des outils d'analyse de modèles surfaciques utilisés pour modéliser le transfert de fluides, de sédiments, de produits chimiques ou de nutriments à travers un territoire donné. Chaque algorithme définit de manière particulière la façon dont les écoulements sont transmis des cellules amont aux cellules aval. Les différences entre les algorithmes sont essentiellement basées sur leur méthode de détermination des directions de flux, sur leur capacité à transmettre les flux à un seul ou plusieurs pixels à l'aval mais aussi sur leur méthode d'extraction des réseaux hydrographiques. Le choix de l'algorithme de drainage est fondamental en modélisation car il détermine la manière dont sont calculées les surfaces drainées, les limites de bassins versants, ou tout autre paramètre lié à la topographie des sites. Les méthodes, différentes, seront donc plus ou moins adaptées à l'application visée.

Plusieurs classifications des algorithmes de drainage sont possibles. Les algorithmes unidirectionnels, capables de transmettre les écoulements à une seule cellule en aval et modélisant uniquement la convergence des flux, se différencient ainsi des algorithmes multi-directionnels, capable de rendre compte de la divergence de flux en répartissant les écoulements à plusieurs cellules en aval.

Cependant, les méthodes permettant d'extraire les réseaux hydrographiques varient aussi d'un algorithme à un autre, il est possible de différencier les algorithmes utilisant uniquement les directions de flux des algorithmes utilisant aussi une analyse de la morphologie locale. En effet, certains permettent de représenter les directions de flux qui ont cours sur un bassin versant, considérant la gravité comme seule force dirigeant les écoulements sur une surface considérée comme imperméable. Dans ces conditions et à partir de ces directions, ils permettent de calculer les surfaces amont drainées, de délimiter les bassins versants et d'extraire les réseaux hydrographiques. Ces algorithmes sont focalisés sur les directions d'écoulement.

D'autres sont basés sur des analyses morphologiques. L'hypothèse est que la morphologie d'un thalweg est la conséquence d'un écoulement d'eau, lié à la convergence des flux, et responsable de l'érosion des sols et de la création de cette morphologie particulière. Les analyses morphologiques permettent donc de retrouver ces lieux de convergence où les écoulements sont suffisamment importants pour créer un modèle concave représentant un thalweg, considéré comme le lieu privilégié de l'écoulement de surface.

Dans cette partie seront présentés les algorithmes de drainage les plus répandus. Ils sont classés selon leur méthode d'extraction des réseaux hydrographiques et selon leur capacité à transmettre les flux à une ou plusieurs cellules en aval.

II.2.2.i. Les algorithmes d'analyses morphologiques

Greysukh (1967), Peucker and Douglas (1975) and Toriwaki et Fukumura (1978) ont développé des algorithmes morphologiques afin d'identifier les pixels faisant partie d'une vallée. Le principe, simple, est basé sur le fait que le long d'un profil, un pixel « vallée » est situé entre deux pixels dont l'altitude est plus élevée que lui-même. Par simple comparaison des pixels voisins, selon les axes du maillage du MNT raster, il est possible de détecter les pixels « vallée ». Johnston et Rosenfeld (1975) ont choisi de comparer les altitudes d'abord dans un sens nord-sud puis dans le sens ouest-est. Si un de ces deux profils indique une morphologie de type « vallée », autrement dit si le pixel central est à une altitude inférieure à ces deux voisins, alors le pixel est considéré comme étant situé sur une ligne de thalweg. C'est l'algorithme « V-shape detection » (Tribe, 1992). Carrol (1983) vient compléter l'algorithme en incluant les profils en diagonales afin d'éviter le biais de l'orientation de la grille raster.

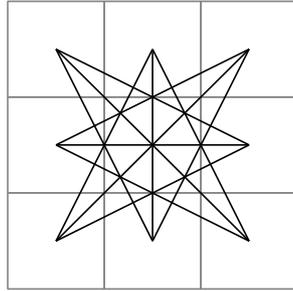


Figure 24: Les 12 profils de la méthode de Jenson (1985)

Douglas (1986) a montré, après que Jenson (1985) ait introduit 12 profils de caractérisation des vallées, que les profils cardinaux et diagonaux seuls permettaient d'obtenir les meilleures détections de fond de vallée. Jenson a reconnu que ces profils sont plus déterminants que tous les autres car ils traversent la cellule centrale et par conséquent sont plus représentatifs de la configuration de ce pixel.

Les résultats de cette méthode présente cependant de nombreux désavantages. Le premier concerne la connexion des lignes de vallée. A cause des artefacts contenus dans le MNT mais aussi à cause de la simplicité de la méthode, les pixels considérés comme « vallée » sont pour la plupart déconnectés. Tribe (1992) observe que dans certaines directions les lignes de vallée remontent trop haut sur les versants alors que dans d'autres directions, de larges vallées ne sont pas détectées. De plus, beaucoup de pixels « vallée » apparaissent isolés, répartis sur l'ensemble de la zone et créant du bruit. Les problèmes de cette méthode, identifiés par Tribe (1992), viennent de l'échelle d'étude ainsi que de l'évaluation de la différence d'altitude pour la caractérisation d'un pixel « vallée ». Ainsi, une fenêtre 3x3 ne permet pas d'extraire une vallée dont la largeur du fond du thalweg est représentée par plus d'un pixel. De plus, la comparaison binaire « est plus bas que » engendre le bruit observé sur les résultats. En effet, aucun seuil minimum de différence d'altitude n'a été proposé dans la première version de cet algorithme. C'est pourquoi, même une différence infime entre le pixel central et ses voisins engendrait la détection de « fausses » vallées, correspondant en réalité à de légères dépressions ne représentant pas un cours d'eau ou à des erreurs de construction du MNT. C'est pourquoi Tribe (1991) propose deux améliorations à cet algorithme. Premièrement, l'utilisateur donne une distance de recherche de vallées sur les 4 profils utilisés. Cela permet d'étendre l'analyse morphologique à de larges vallées. Ensuite, un seuil de pente au-delà duquel une vallée est considérée comme telle (voir Figure 25) permet d'éliminer le bruit correspondant aux pixels « vallées » isolés et déconnectés.

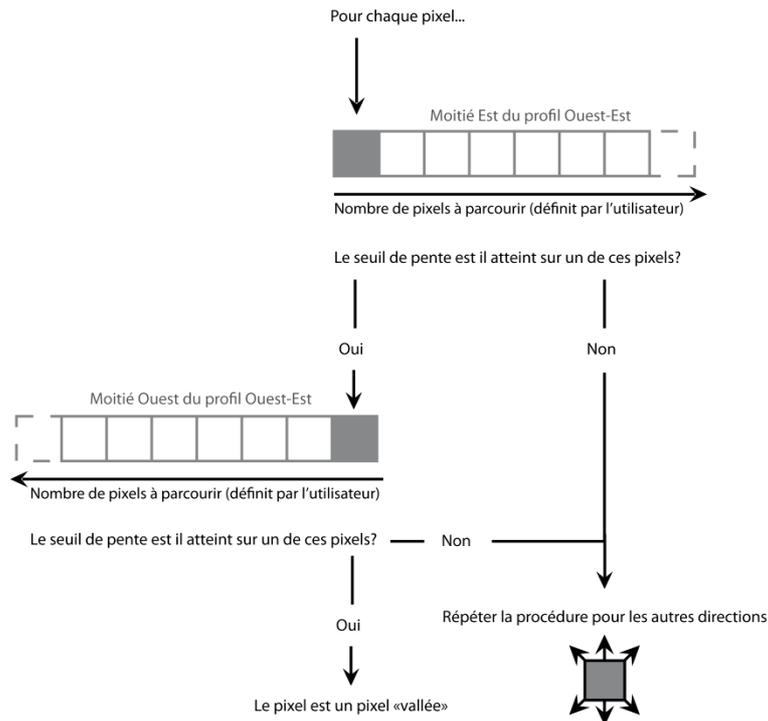


Figure 25: Amélioration de la méthode "V-shape" par Tribe (1991), d'après Tribe (1992)

Les résultats présentés par Tribe (1992) sont améliorés par rapport à la première version de l'algorithme. Cependant, la détermination du seuil de pente reste encore un problème. L'auteur a en effet constaté un problème de connexion des vallées aux confluences. Ceci serait essentiellement dû au choix du seuil de pente. La solution du seuil proposée reste intéressante au regard des résultats obtenus. Cependant, elle introduit un nouveau problème bien connu des méthodes de géomorphométrie, celui de l'optimisation du seuil. En fonction de la valeur de ce seuil, une multitude de résultats sont en effet possibles.

Le résultat de cet algorithme est un « réseau de fond de vallée » (Tribe, 1992), représentant la position et la taille des vallées d'un territoire. Ce concept original est utile en hydrologie. En effet, le fond de vallée, autrement appelé « thalweg », est le lieu privilégié de la convergence des flux, donc de la concentration des eaux de surface et de l'exfiltration des écoulements de sub-surface (Kirkby & Choley, 1967 ; Pilesjo, 2008). L'utilisation de la morphologie dans la caractérisation des réseaux hydrographiques semble donc pertinente au regard des processus hydrologiques en cours sur un bassin versant.

II.2.2.ii. Les algorithmes de directions de d'écoulement

II.2.2.ii.i. Les algorithmes unidirectionnels

L'algorithme D8

Parmi les méthodes d'extraction des réseaux hydrographiques à partir de MNT raster, la méthode D8 (O'Callaghan & Mark, 1984) est la plus couramment utilisée. Elle est basée sur le calcul du transfert d'écoulement d'une cellule centrale à une de ces cellules voisines dans les 8 directions possibles d'un MNT raster à grille carré régulière. C'est donc une méthode unidirectionnelle, l'algorithme n'étant pas développé pour transférer l'écoulement à plusieurs cellules aval.

La détermination de la direction d'écoulement de chaque cellule est basée sur un calcul de descente maximale (la plus grande pente). Elle suit un schéma unidirectionnel prenant en compte les huit cellules voisines du point considéré, les distances étant différentes suivant les directions cardinales et diagonales (voir Figure 26) (Che, 2005). Les angles formés par les directions d'écoulement selon ce schéma sont donc limités aux multiples de 45°.

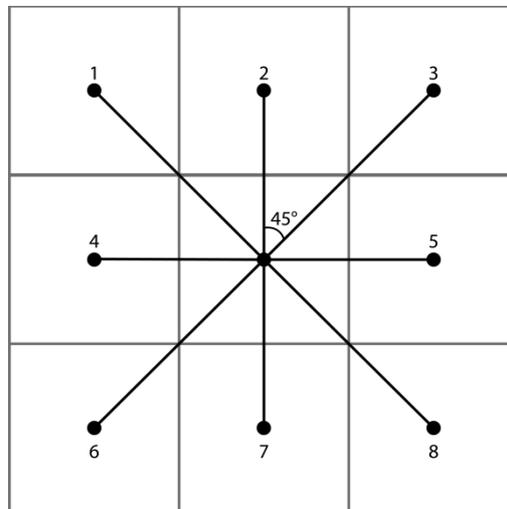


Figure 26: Schéma de connectivité de la méthode D8

La pente est calculée en faisant le rapport de la différence d'élévation entre les deux pixels considérés divisée par la distance les séparant :

$$\text{Eq. 1) } p = \frac{\Delta z}{\varphi}$$

Avec :

φ = résolution du MNT (R) pour les directions cardinales (N, S, O, E)

$\varphi = \sqrt{2} \cdot R$ dans les directions diagonales (NO, NE, SO, SE)

Sur les 8 pentes calculées avec le pixel central et ses voisins, la plus importante sera sélectionnée comme étant la direction de plus grande pente. Les directions ainsi déterminées pour chacun des pixels représentent le plan de direction d'écoulement (voir Figure 27.2).

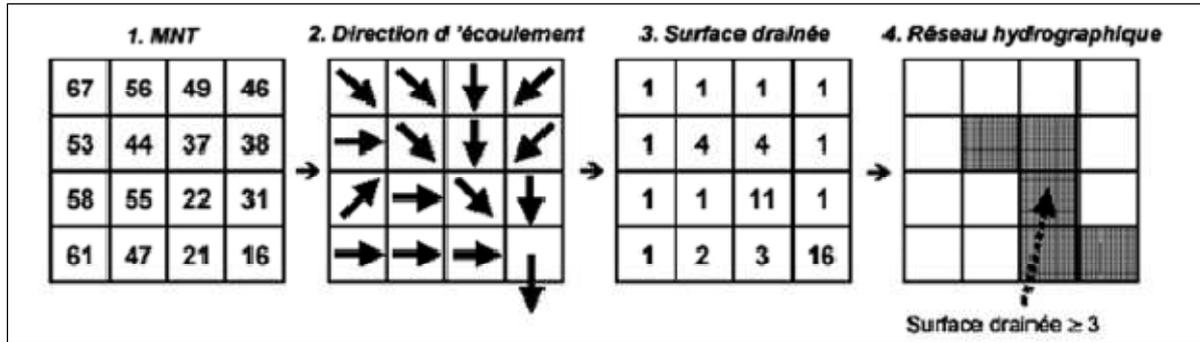


Figure 27: Les différentes étapes de l'extraction d'un réseau hydrographique selon la méthode D8 (d'après Che, 2005)

Le calcul du plan de la surface drainée est présenté sur la Figure 27.3. Les flux suivent les directions d'écoulement et se cumulent suivant ce schéma. Le nombre de cellules cumulées est ensuite comptabilisé pour chaque cellule. Enfin, ce nombre est finalement multiplié par la surface élémentaire de la cellule du MNT pour obtenir une surface drainée. L'extraction du réseau hydrographique est ensuite basée sur un seuil de surface drainée pour différencier les cellules « réseau » des cellules « versant ». Le résultat obtenu est un arbre de drainage cumulant une surface suffisamment importante pour constituer un réseau hydrographique (voir Figure 27.4).

Cette méthode est la plus largement utilisée dans les études hydrologiques (Wilson *et al.*, 2008). Facilement implémentable, basée sur MNT raster largement disponibles aujourd'hui à des résolutions de plus en plus fines, elle a été rapidement intégrée à de nombreux logiciels de SIG (Hengl & Evans, 2009). Sa rapidité d'exécution et sa relative fiabilité sur bassins contrastés en a fait une des méthodes les plus populaires. Cependant, de nombreux auteurs ont souligné les désavantages d'une telle approche.

La première critique à formuler concerne le critère d'initiation des réseaux basé sur un seuil de surface drainée. L'hypothèse selon laquelle la surface drainée est seule responsable de la présence d'un réseau hydrographique sur un bassin est largement contestable (Tribe, 1992), d'autant qu'un seul et unique seuil d'initiation utilisé sur l'ensemble d'un bassin ne rend pas compte de la diversité des facteurs d'initiation et de maintien des réseaux hydrographiques. En effet, l'hypothèse fondamentale de cette méthode est que les écoulements sont générés de manière uniforme et que les conséquences morphologiques et érosives de ces écoulements sont homogènes sur l'ensemble du bassin considéré. Dans ces conditions, le seul critère de surface drainée peut être suffisant pour rendre compte des interactions complexes responsables de la création et du maintien des réseaux hydrographiques (Martz & Garbrecht, 1995). En pratique, il est difficile de savoir si l'hypothèse d'homogénéité est vérifiée et la plupart du temps des écarts importants entre réseaux extraits et réseaux réels sont observés (Tribe, 1992). Une possible amélioration de cette méthode serait de rendre les algorithmes de drainage plus sensibles à la variation de paramètres morphologiques fondamentaux (Martz & Garbrecht, 1995).

Un autre désavantage de cette méthode concerne le tracé des écoulements. Ainsi, ne considérant que les centres des huit voisins comme directions potentielles de l'écoulement généré à la cellule centrale, les angles formés par le réseau de drainage obtenu avec la méthode D8 sont limités à des multiples de 45° (Wilson & Gallant, 2000 ; Hengl & Reuter, 2009). Cette limitation a pour conséquence la création de réseaux artificiellement parallèles générant des erreurs de calcul sur les directions d'écoulement, notamment lorsque les études sont menées sur des bassins de petites tailles où ces erreurs ont des conséquences importantes dans la modélisation des flux (Wilson & Gallant, 2000 ; Sarrazin *et al.*, 2010).

L'algorithme Rho8

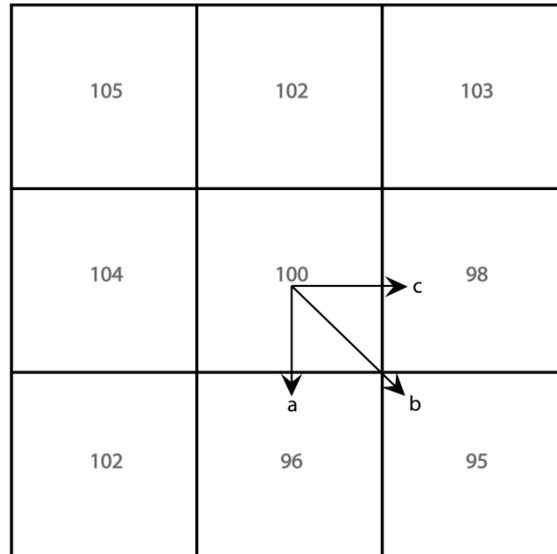
L'algorithme Rho8 développé par Fairfield & Leymarie (1991) pour parer aux problèmes de direction d'écoulement de l'algorithme D8 en est une version stochastique. En effet, s'il reprend le même principe de transfert selon la plus grande pente à une seule cellule aval, le calcul des directions d'écoulement inclut une variable aléatoire (r) distribuée uniformément entre 0 et 1 (Turcotte *et al.*, 2000 ; Wilson & Gallant, 2000). Cette variable est utilisée dans le calcul des pentes avec les 8 voisins, où le terme φ de l'équation 1) devient $(2-r) \cdot R$ pour les directions diagonales (Wilson & Gallant, 2000). Ceci permet de maintenir une plus grande probabilité de sélection des pixels présentant les plus grandes pentes avec le pixel central tout en intégrant un choix aléatoire du pixel receveur. Bien qu'il permette de limiter le parallélisme des directions de flux, il fournit encore des directions peu réalistes (Turcotte *et al.*, 2000), notamment sur les versants (Lam, 2004), et y ajoute un problème de stabilité de détermination des directions. En effet, à chaque itération, les directions de flux seront différentes, liée à l'introduction de la variable aléatoire r . Cette variabilité dans l'extraction des directions de flux n'est pas acceptable pour la majorité des auteurs et c'est pourquoi cette méthode n'est plus utilisée dans la littérature (Wilson & Gallant, 2000).

II.2.2.ii.ii. Les algorithmes multi-directionnels

Les auteurs se sont ensuite rapidement penchés sur des algorithmes multidirectionnels, capables de transférer le flux d'une cellule à plusieurs en aval, relativement à l'importance de la pente. Ils permettent d'affiner les directions de flux, notamment sur les versants, d'en limiter le parallélisme et sont capables de rendre compte de la divergence des flux, contrairement aux méthodes unidirectionnelles (citons par exemple FD8 (Freeman, 1991) ou encore DEMON (Costa-Cabral & Burges, 1994)). Dans le paragraphe qui suit seront présentés les algorithmes multi-directionnels les plus répandus dans la littérature.

Les algorithmes FD8 et FRho8

Les algorithmes FD8 et FRho8 sont des dérivés des méthodes D8 et Rho8 permettant de rendre compte de la divergence des flux (Moore *et al.*, 1993 ; Wilson & Gallant, 2000). Ces algorithmes transmettent le flux à plusieurs cellules en aval au niveau des versants et utilisent l'algorithme unidirectionnel correspondant (D8 ou Rho8) au sein des pixels considérés comme faisant parti du réseau hydrographique (Wilson & Gallant, 2000). Le pixel cible ne reçoit, avec ces méthodes, qu'une fraction du flux généré dans le pixel central, et par conséquent, l'aire drainée en un pixel correspond à la somme de portions de flux générés par l'ensemble des pixels amont (Costa-Cabral & Burges, 1994). La méthode de répartition des flux aux cellules situées en aval, appliquée sur les versants, est décrite dans le schéma de la Figure 28.



$$a = 0.50 * \tan ((100-96)/R) = 47.34\%$$

$$b = 0.35 * \tan ((100-95)/R) = 28.99\%$$

$$c = 0.50 * \tan ((100-98)/R) = 23.66\%$$

Figure 28: Répartition des flux selon la méthode FD8 (d'après Lam, 2004)

La répartition du flux est calculée selon la formule :

Eq 2)

Avec :

C : coefficient de direction : 0.5 pour les directions cardinales et 0.35 pour les directions diagonales

Δz : différence d'élévation entre les deux pixels étudiés

R : distance entre les centres des deux pixels étudiés : R pour les directions cardinales, $\sqrt{2}.R$ pour les directions diagonales

Sur l'exemple de la Figure 28, la résolution est de 10m. La seule différence de calcul entre la méthode FD8 et FRho8 concerne le calcul de la pente, où β prend la valeur de $(2-r).R$ (voir II.2.2.i.ii « L'algorithme Rho8 ») pour les directions diagonales.

Une fonction alternative proposée par Holmgren (1994) permet de faire varier l'algorithme d'une méthode uni-directionnelle à une méthode multi-directionnelle :

Eq 3)

Avec :

$\tan \beta$: pente entre le pixel considéré et le pixel central

x : un exposant, dont la valeur peut varier de 1 à $+\infty$

C'est la variation de la valeur de l'exposant x de 1 à $+\infty$ qui permet de passer d'une répartition uni-directionnelle à multi-directionnelle. Cette formulation permet donc, théoriquement, de fournir une transition plus ou moins continue depuis un schéma uni-directionnel jusqu'à un schéma multi-directionnel, limitant ainsi les artefacts de calcul de la première formule (Eq 2). Cependant, rien n'indique dans la littérature que cette formule ait été appliquée sur un cas concret (Lam, 2004).

Bien qu'ils permettent d'améliorer les calculs de distribution des aires drainées et d'éliminer le parallélisme des directions d'écoulements par rapport à la méthode D8, ces algorithmes tendent à produire de la surdispersion de flux au sein des vallées. Cet inconvénient est d'autant plus important que le réseau d'écoulement est logiquement mieux défini dans ces zones (Wilson & Gallant, 2000).

C'est pourquoi, au-delà d'un certain seuil d'aire drainée, c'est l'algorithme uni-directionnel correspondant (D8 ou Rho8) qui prend le relais pour la détermination des directions de flux, impliquant comme hypothèse sous-jacente que seule l'aire drainée permet de localiser un réseau hydrographique. Pour certaine application, la dispersion au sein des vallées est intéressante à étudier car elle peut représenter une zone de divergence au sein d'une ripisylve ou d'une plaine d'inondation. Dans ce cas, le seuil d'aire drainée à partir duquel l'algorithme D8 est utilisé doit être fixé à une valeur élevée (Wilson & Gallant, 2000). Cette possibilité offerte par l'algorithme pose un autre problème : celui de la détermination du seuil optimal. En fonction du paysage considéré, de la taille et de la fréquence des vallées, ce seuil doit être adapté. Ainsi, un paysage dominé par de larges vallées va nécessiter l'utilisation d'un seuil relativement élevé quand au contraire, un paysage dominé par des vallées étroites nécessitera un seuil fixé sur une valeur basse. Enfin, l'utilisation d'un algorithme uni-directionnel (D8 ou Rho8) à partir d'un certain seuil engendre toujours des imprécisions dans le calcul des directions d'écoulement et limite la morphologie de leur tracé, bien que les erreurs soient plus limitées au sein des réseaux où les flux sont davantage canalisés.

L'algorithme DEMON

Cette méthode, similaire à celle proposée par Moore (Moore *et al.*, 1991) sur des MNT représentés en lignes de contour, a été proposée par Lea (1992) et Costa-Cabral & Burges (1994) sur des MNT raster. Cette méthode multi-directionnelle a été développée pour rendre compte de la divergence de flux, problème essentiel des algorithmes uni-directionnels. Contrairement à ces derniers, DEMON définit plusieurs pixels cibles pour un pixel source. Le calcul de la répartition du flux entre les pixels cibles est présenté sur la Figure 29.

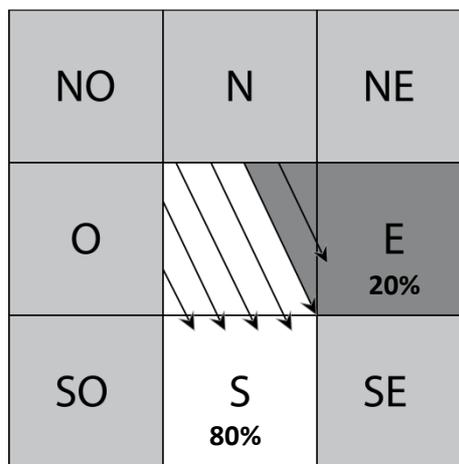


Figure 29: Dispersion des flux selon la méthode DEMON

L'orientation du pixel source, au centre de la grille de la Figure 29, est utilisée pour définir le vecteur de direction de flux. L'angle formé par ce vecteur (292° dans l'exemple de la Figure 29) permet de délimiter la partie du pixel source qui sera dirigée vers le pixel EST et celle vers le pixel SUD. Cette méthode ne permet pas, en effet, de distribuer les flux directement vers des pixels diagonaux (ici la cellule SUD-EST sur l'exemple). La cellule SUD-EST recevra par contre, à la prochaine itération, à la fois le flux de la cellule EST et de la cellule SUD en fonction de leurs directions d'écoulement.

La partie triangulaire du pixel central, en gris foncé, sera donc dirigée vers le pixel EST tandis que la partie blanche du pixel source sera dirigée vers le pixel SUD. Les formules permettant de répartir le flux entre ces deux pixels sont les suivantes :

$$f_E = \frac{A\Delta}{At}$$

$$fS = \frac{1 - fE}{At}$$

Avec :

fE : fonction de répartition du flux pour le pixel EST

AΔ : Aire du triangle (gris foncé) dirigé vers le pixel EST

At : aire totale du pixel

fS : fonction de répartition du flux pour le pixel SUD

Ici, 80% du flux est dirigé vers le pixel SUD et 20% vers le pixel EST.

Ensuite, les écoulements sont propagés en aval suivant les directions de flux du pixel source. Les écoulements sont représentés en 2D, formant ainsi une nappe d'écoulement, en anglais appelée « stream tube ». Dans cet algorithme, l'orientation, la contraction ou l'expansion de la nappe sont contrôlées par les vecteurs de direction de flux de chacun des pixels aval. L'extension de la nappe est ensuite contrainte par les limites du MNT ou la présence d'un puits. Les contours de nappe ne sont pas limités par les bords des pixels et peuvent s'étendre ou se contracter en fonction de la divergence ou de la convergence des flux (voir Figure 30).

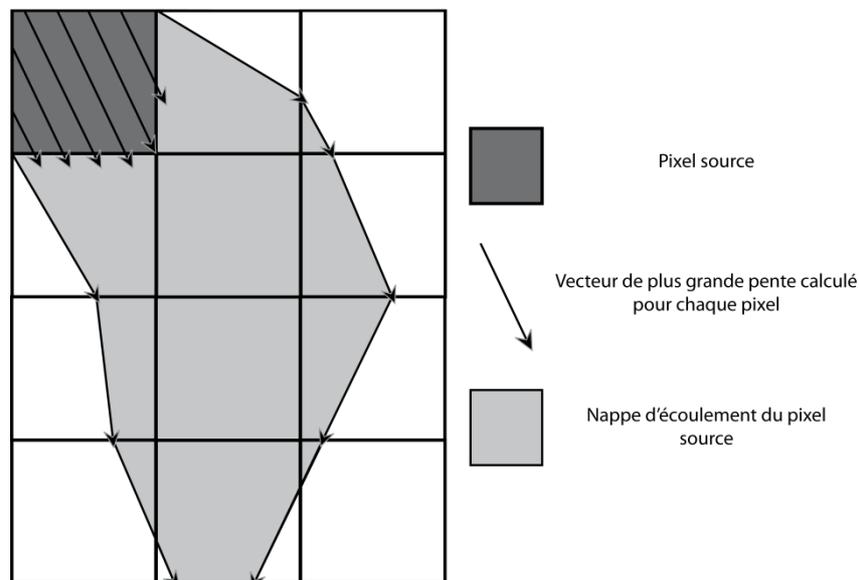


Figure 30: Calcul de la nappe d'écoulement (DEMON)

Les vecteurs de direction de flux de chaque pixel servent donc à orienter les contours de la nappe, délimitée par les lignes d'écoulement générées de chaque côté du pixel source. La répartition du flux au sein de la nappe est ensuite calculée pour chaque pixel de la même façon que présenté sur la Figure 29.

Cet algorithme est aujourd'hui implémenté dans de nombreux logiciels de SIG pour son efficacité à représenter les flux de surface, notamment pour les zones de divergence.

Cependant, concernant les algorithmes multi-directionnels, Tarboton (1997) et Costa-Cabral & Burges (1994) ont observé des problèmes de sur-dispersion des flux, notamment concernant des formes mathématiques telles des cônes inversés (Hengl & Evans, 2009 p.40). Si ces algorithmes semblent améliorer les qualités d'extraction au niveau des versants, ils créent des zones de divergences artificielles sur des bassins relativement contrastés (Tribe, 1992; Wilson *et al.*, 2008). C'est pourquoi les algorithmes unidirectionnels sont encore largement utilisés en modélisation des flux de surface, notamment au-delà d'un certain seuil de surface drainée.

Pourtant, un algorithme particulier, appelé D^∞ , permet à la fois de rendre compte de la divergence des flux et de limiter la sur-dispersion générée par les algorithmes multi-directionnels.

L'algorithme D^∞

L'algorithme D^∞ (Tarboton, 1997), a été élaboré pour parer aux problèmes des algorithmes uni et multi directionnels. Il permet d'affiner les directions de drainage, une infinité d'angles de directions d'écoulement étant possibles, tout en permettant une divergence contrôlée des flux.

La méthode D^∞ tient son nom du fait qu'une infinité de direction de flux est possible pour chacune des cellules du MNT. Tout d'abord, une fenêtre de calcul de 9 cellules parcourt l'ensemble de la surface. La direction d'écoulement est déterminée par le calcul du vecteur de plus grande pente basé sur les facettes triangulaires formées par les centres des cellules du raster. Ensuite, l'écoulement est proportionnellement réparti, en fonction de la direction du vecteur de pente, entre les deux cellules concernées. Si la direction de l'écoulement suit une direction cardinale, alors l'ensemble de l'écoulement sera propagé à la cellule concernée (voir Figure 31).

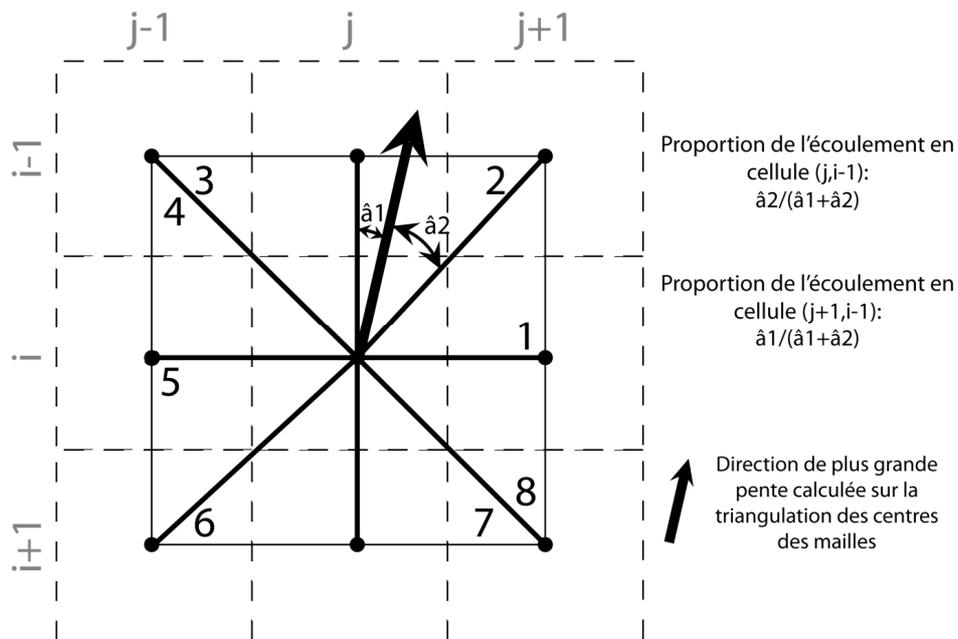


Figure 31: Méthode de calcul de répartition de l'écoulement (méthode D-infinity) (d'après Tarboton, 1997)

Lorsque le signe de la pente calculée n'est pas positive, c'est-à-dire dirigée vers un pixel d'altitude inférieur à celui considéré, comme pour un puits ou une zone plane, la direction prend la valeur -1. Dans le cas d'un puits, les directions d'écoulement calculées par l'algorithme D8 sont utilisées pour surélever l'altitude du pixel puits à celle de son voisin le moins élevé. La direction de drainage D8 recalculé sur ce pixel surélevé est ensuite utilisée pour qualifier la direction d'écoulement de ce pixel. Pour les zones planes, un forçage directionnel est appliqué à tous les pixels présentant la valeur -1 afin de diriger leur flux vers un pixel voisin ayant la même altitude mais pour lequel la direction de flux a été solutionnée. Cela permet de s'assurer qu'une zone plane dirige effectivement le flux vers une cellule ayant une solution d'écoulement et élimine le problème des réseaux bouclés sur ces zones particulières.

Cet algorithme n'est pas à même de distribuer les écoulements à plus de deux cellules aval, ce qui lui permet de limiter la dispersion des flux. Uni-directionnel car il n'attribue qu'une seule direction de flux par pixel, il est tout de même capable de rendre compte de la divergence grâce à sa capacité à répartir les écoulements à l'aval. Comme pour les algorithmes multi-directionnels, la somme des

fractions d'écoulements générés aux pixels amont permet ensuite le calcul de la surface amont drainée.

Plusieurs études (Tarboton, 1997 ; Endreny & Woods, 2003) ont dégagé l'intérêt de cette méthode comparée aux algorithmes uni-directionnel (D8, Rho8) et multi-directionnel (FD8, FRho8 et DEMON). Les résultats de cette méthode sont plus précis, limitent la sur-dispersion, évite les biais liés à la structure du MNT raster et donne des résultats plus proches de la réalité terrain. De plus, par rapport aux autres méthodes, il permet d'éviter les erreurs liées aux artefacts de construction du MNT qui génère des réseaux bouclés et des directions de flux incohérentes.

L'algorithme Dinfinity répond donc aux exigences invoquées par son auteur :

1. Limiter la dispersion des flux
2. Limiter les biais liés à la structure du MNT
3. Améliorer la précision des directions de flux
4. Utilisable sur une structure simple de MNT raster
5. Capable d'être appliqué à des données complexes, comportant des artefacts

II.2.2.iii. Les algorithmes TIN

Après avoir présenté les principaux algorithmes raster, il s'agit ici de présenter les méthodologies d'extraction de réseaux sur MNT TIN.

Seuls quelques auteurs ont élaboré des méthodologies d'extraction de réseau sur une structure TIN (Jones *et al.*, 1990; Goodrich *et al.*, 1991; Tachikawa, 1994 ; Catsaros *et al.*, 1997; Palacios-Vélez *et al.*, 1998; Nelson *et al.*, 1999; Mita *et al.*, 2000; Tucker *et al.*, 2001), en comparaison de l'ensemble des études qui depuis longtemps utilisent les MNT raster pour l'extraction de drain (Vivoni *et al.*, 2005).

Calcul des directions de flux

Dans les méthodes TIN, plusieurs solutions ont été adoptées pour déterminer les directions d'écoulements (voir Figure 32). Soit la direction d'écoulement est calculée pour chaque triangle et le flux se propage de centroïdes à centroïdes (Bocher, 2004) en suivant les arêtes des polygones de Voronoï (graphe dual de la triangulation de Delaunay), soit le flux suit les arêtes des facettes triangulaires (Goodrich *et al.*, 1991; Tachikawa, 1994 ; Palacios-Velez *et al.*, 1998 ; Tucker *et al.*, 2001), soit l'algorithme est capable de construire les directions de flux indépendamment des lignes de structure du graphe dual (Jones *et al.*, 1990 ; Catsaros *et al.*, 1997 ; Nelson *et al.*, 1999 ; Mita *et al.*, 2000).

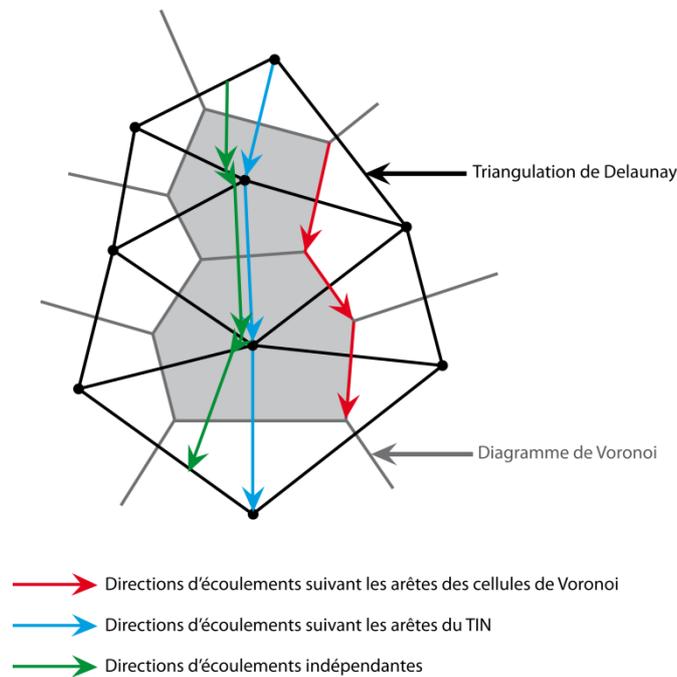


Figure 32: Méthodes de définition des directions d'écoulement sur TIN

La solution suivant les arêtes du TIN a été retenue par de nombreux auteurs (Goodrich *et al.*, 1991; Tachikawa, 1994 ; Palacios-Velez *et al.*, 1998 ; Tucker *et al.*, 2001) pour sa facilité d'implémentation. A l'inverse, Bocher (2004) utilise les arêtes des polygones de Voronoï pour déterminer les directions d'écoulements qui s'effectuent de centroïdes en centroïdes de chaque facette triangulaire afin de modéliser les flux de polluants dans les sols de zones agricoles. Les autres méthodes déterminent les directions de flux en calculant la ligne de plus grande pente au sein de chaque facette (voir Figure 32).

Chaque méthode présente avantages et inconvénients, notamment en termes de tracé du réseau hydrographique et des directions de flux, mais aussi en fonction de la zone du bassin sur lesquelles elles sont appliquées.

Dans le cas des méthodes suivant les arêtes du TIN, la direction des écoulements est limitée aux angles formés par ces arêtes qui ne peuvent être colinéaires avec le gradient de pente sur l'ensemble des facettes, particulièrement sur les zones de versants où la résolution est plus limitée, engendrant ainsi des erreurs dans la détermination des directions de flux. Si ces méthodes sont particulièrement efficaces en fond de vallée où les arêtes du TIN sont confondues avec les lignes de thalwegs, elles engendrent des erreurs dans la détermination des directions de plus grande pente sur les versants. Une particularité de la méthode suivant les arêtes du TIN est que chaque point du maillage n'appartient qu'à une seule cellule (la cellule de Voronoï pour lequel il est le barycentre), ce qui permet d'utiliser des méthodes de différence finie pour les modèles hydrologiques (Tucker *et al.*, 2001). Les surfaces drainées sont calculées sur les polygones de Voronoï et les arêtes des TIN ne servent dans ce cas qu'à diriger les écoulements. Cependant, la limite des bassins est dans ce cas représentée par les arêtes des cellules de Voronoï et non par celles de la triangulation, ce qui gêne la représentation de la limite des bassins versants (Tucker *et al.*, 2001).

La méthode suivant les centroïdes, à l'inverse, génère des directions d'écoulement qui ne sont pas confondues avec les lignes structurant le relief. Dans cette méthode, un cours d'eau représenté par une arête du TIN ne sera pas considéré comme une ligne d'écoulement. De ce fait, dans les bas de versant et au niveau des lignes de thalweg, les directions d'écoulement se dirigent en «zig-zag» autour de la ligne d'écoulement naturel, reliant les centroïdes des triangles adjacents à la ligne de thalweg.

C'est pourquoi les méthodes capables de déterminer les directions d'écoulements à la fois à travers les triangles et le long des arêtes sont les plus à même de caractériser de la manière la plus fidèle possible la direction des écoulements surfaciques sur l'ensemble d'un bassin versant (Jones *et al.*, 1990 ; Catsaros *et al.*, 1997 ; Nelson *et al.*, 1999 ; Mita *et al.*, 2000).

Extraction d'un réseau hydrographique

Les méthodologies TIN caractérisent les arêtes comme faisant partie d'un réseau hydrographique (« channel network ») dès lors qu'une arête commune à deux facettes adjacentes concentre les écoulements de ces deux facettes (Palacios-Velez *et al.*, 1998, Catsaros *et al.*, 1997). A l'inverse, si les écoulements se dispersent à partir de cette arête commune, elle sera reconnue comme étant une crête (voir Figure 33). Cette analyse permet de localiser les arêtes chenalisées, considérées comme faisant partie du réseau hydrographique. La distinction « réseau »/« versant » est utilisée par la suite dans les calculs des surfaces amont drainées et de production des flux.

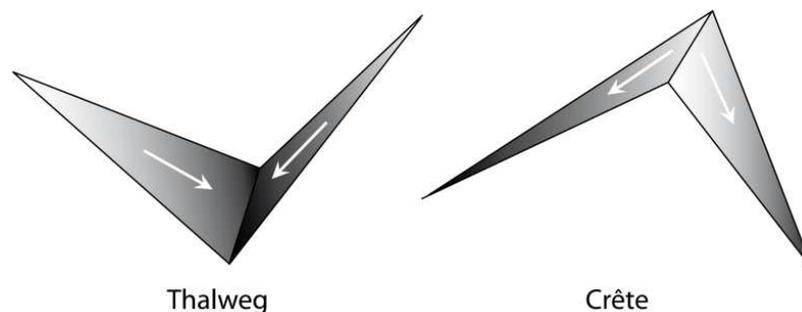


Figure 33: Caractérisation morphologique sur TIN

Une autre méthode pour déterminer les arêtes thalweg consiste à analyser le sens de l'écoulement (déterminé par le calcul de direction d'écoulement au sein de chaque facette) à travers cette arête et ceci dans chacune des facettes adjacentes (Tachikawa, 1994). Ainsi, une arête d'entrée sera l'arête

par laquelle l'écoulement arrive dans la facette, une arête de sortie celle par laquelle l'écoulement en sort et une arête parallèle sera une arête située le long d'un écoulement (voir Figure 34).

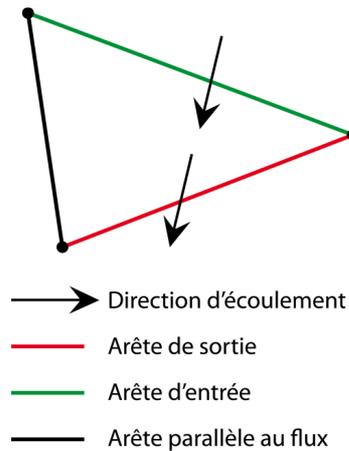


Figure 34: Directions d'écoulement pour les algorithmes TIN suivant les polygones de Voronoï

Une arête vallée sera donc une arête de sortie pour ses deux facettes adjacentes tandis qu'une arête crête sera une arête d'entrée. Les autres arêtes sont des arêtes de versants.

Le problème de ces méthodes concerne, comme pour les méthodes raster (Tribe, 1992), la non-connexion systématique des réseaux obtenus. Une des solutions, majoritairement utilisée dans les études précédemment citées, est de corriger le TIN afin d'éliminer les artefacts de construction ou d'en corriger les conséquences sur les extractions de réseaux (élimination des puits, traitement des zones plates). Les artefacts ne pouvant pas être tous détectés sur l'ensemble des bassins étudiés, une méthode de reconnexion des segments réseaux a été développée par Jones *et al.* (1990) et suivie par Nelson *et al.* (1994). Il s'agit de prolonger les segments réseaux n'ayant pas de connexion avec un autre segment du même type jusqu'à une arête chenalisée (voir Figure 35).

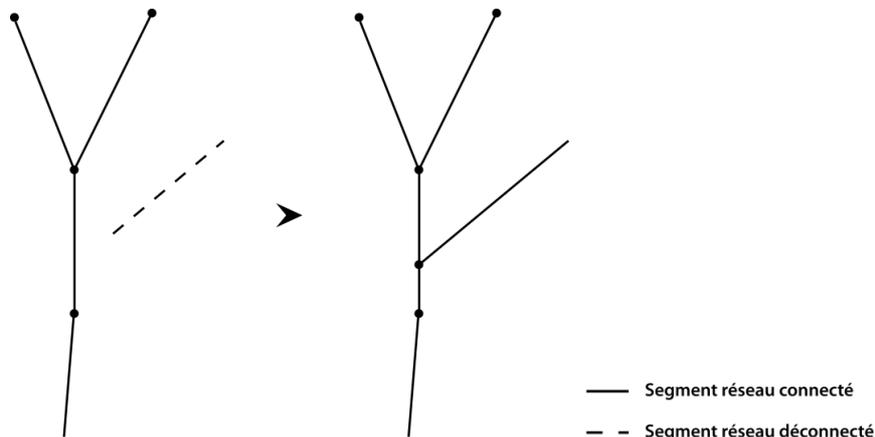


Figure 35: Reconnexion des segments réseau déconnectés sur TIN (Jones *et al.*, 1990)

Cette méthode permet d'obtenir efficacement un réseau de vallées connectées sur structure TIN. L'obtention de ce réseau continu d'arêtes thalweg est indispensable dans la suite des calculs de surface amont drainée.

Calcul des surfaces amont drainées

Pour le calcul des surfaces amont drainées au sein d'une facette ou d'une arête, la majorité des algorithmes (Jones *et al.*, 1990 ; Catsaros *et al.*, 1997 ; Nelson *et al.*, 1999 ; Mita *et al.*, 2000) utilise le principe de la sub-division des facettes (voir Figure 36).

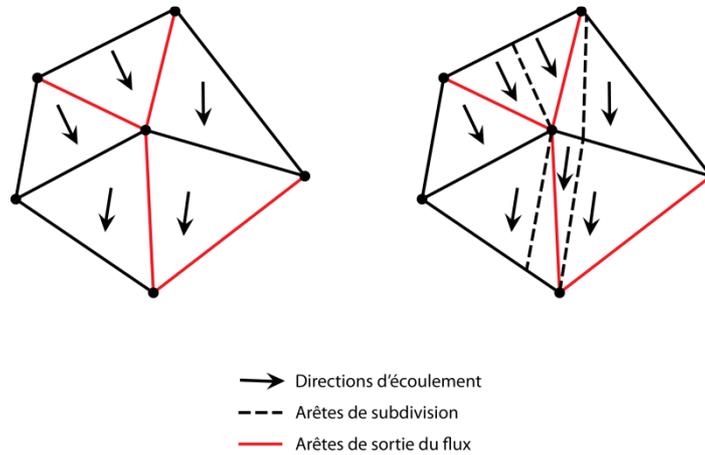


Figure 36: Sub-division des facettes TIN

Lorsque le flux doit traverser deux arêtes pour sortie de sa facette, la direction d'écoulement calculée permet de diviser sa facette et celle située à l'aval afin de délimiter les surfaces d'écoulement sur l'ensemble du bassin étudié. Ces surfaces sont accumulées de facettes en facettes le long des versants jusqu'à la jonction avec un réseau hydrographique qui concentre ensuite l'ensemble des flux.

Pour calculer l'accumulation des surfaces drainées, la plupart des méthodes utilise l'approche de Palacios-Velez (1998) : une cascade cinématique pour attribuer un ordre d'écoulement à chaque élément du bassin. Les cascades cinématiques sont élaborées à la fois pour les triangles et pour les arêtes. Cet ordre d'écoulement permet de connaître l'ensemble des éléments situés en amont d'un élément considéré afin de calculer l'accumulation des surfaces drainées. Le transfert d'une surface à une arête est rendue possible grâce à la détermination préalable des arêtes réseau. Lorsque la direction d'écoulement d'une facette intersecte une arête réseau, le flux est propagé le long de ces arêtes. Sur les versants, les surfaces sont accumulées de facettes en facettes.

Cette méthode est reprise par la majorité des études sur TIN (Jones *et al.*, 1990; Tachikawa, 1994 ; Palacios-Vélez *et al.*, 1998; Nelson *et al.*, 1999). Cependant, malgré la simplicité de cet algorithme, il est de type récursif. A chaque itération, des données sont calculées puis stockées et réutilisées pour la suite de l'algorithme. Son exécution peut donc être coûteuse en termes de temps de calcul, notamment pour des bassins finement décrits.

Les algorithmes sur TIN sont largement utilisés en modélisation hydrologiques grâce à l'utilisation des méthodes d'éléments finis, permettant de propager des flux le long d'une structure hiérarchisée en « réseau » ou « versant » (Goodrich *et al.*, 1991; Tucker *et al.*, 2001). En effet, des fonctionnements hydrologiques différenciés sont calculés par les modèles hydrologiques en fonction du type d'arête sur lequel le phénomène est calculé. De cette manière, les écoulements générés au sein du réseau n'utilisent pas les mêmes équations de production que sur les arêtes ne faisant pas partie d'un réseau identifié. Ces techniques reprennent les idées développées précédemment sur MNT raster tout en utilisant les avantages de la structure TIN.

RESUME

L'évolution des capacités satellitaires a permis l'obtention de nouvelles données géoréférencées d'une précision permettant leur utilisation à l'échelle des versants (inférieur au km²). C'est par exemple le cas des satellites PLEIADES qui seront en mesure de fournir des couples d'images stéréoscopiques permettant de produire des Modèles Numériques de Terrain (MNT) à des précisions altitudinales métriques.

De nombreux auteurs se sont penchés sur l'étude des formes de la croûte terrestre et ont fait émerger une science nouvelle, la géomorphométrie. Ses applications sont variées, allant de l'écologie à l'hydrologie. Dans ce cadre, le traitement numérique des MNT a connu une évolution particulièrement importante avec le développement de l'informatique.

De nombreuses méthodologies de traitement et d'analyse de ces MNT ont été éprouvées depuis le début des années 1970 et ont connus des évolutions importantes permettant d'affiner l'extraction de paramètres morphologiques ou de réseaux hydrographiques.

Ensuite, de nouvelles structures de données altitudinales ont vu le jour. C'est par exemple le cas des MNT TIN (Triangulated Irregular Network) qui sont particulièrement utilisés en modélisation de structures 3D pour leur grande qualité de représentation.

Dans le but d'étudier l'influence de la morphologie sur la réponse hydrologique des bassins, un algorithme original basé sur une structure TIN est développé dans le cadre de ce travail et présenté dans la partie qui suit.

PARTIE 2 :

Objectifs de la thèse

La partie précédente de ce document a permis d'exposer les différents mécanismes de genèse des écoulements découverts sur des bassins versants expérimentaux depuis une quarantaine d'années. Ces processus ont été approchés et décrits par des techniques d'observation et de mesure de terrain, grâce à une instrumentation distribuée sur des versants pilotes.

En outre, les techniques d'analyses de données satellitales et de Modèles Numériques de Terrain montrent l'apport considérable des technologies spatiales numériques pour l'aide à la compréhension des fonctionnements hydrologiques, en fournissant des données complémentaires et objectives permettant une caractérisation de plus en plus fine des états de surface et de la topographie des bassins.

Cette thèse vise à utiliser les récents apports méthodologiques et techniques de l'hydrologie de terrain et de l'observation satellitale pour tenter d'approcher de manière spatialisée les processus responsables de la mise en eau des réseaux hydrographiques en période de crue.

Pour cela, différents réseaux hydrographiques sont étudiés dans ce travail.

Sous l'hypothèse qu'un écoulement de surface régulier est responsable, par érosion hydraulique, de la formation d'un thalweg, le réseau de thalweg rend compte du tracé des écoulements surfaciques passés et actuels d'un bassin. Dans ce travail, l'hypothèse est que ce réseau de thalweg constitue l'extension maximale que le réseau hydrographique en eau peut atteindre sous épisodes pluvieux. Autrement dit, cette thèse suppose que le réseau en eau, appelé « drain réel », est obligatoirement contenu dans le réseau de thalweg de son bassin, ce réseau morphologique étant appelé « drain potentiel ». Le réseau potentiel est d'une extension stable dans le temps, contrairement au réseau hydrographique en eau, ou réseau « réel », dont l'extension dépend de l'état hydrologique des bassins et des précipitations événementielles.

L'hypothèse principale de cette thèse est que les caractéristiques morphologiques du réseau « potentiel » influencent les dynamiques de mise en eau de ses différents tronçons. De même, les caractéristiques de bassin sont supposées jouer un rôle important sur les dynamiques de mise en charge des drains. Les caractéristiques morphologiques du réseau « potentiel » comme des bassins sont donc comprises comme des indicateurs stables de la variabilité spatio-temporelle des dynamiques de mise en eau des différents drains du réseau « réel ».

C'est pourquoi un effort important est fourni à la fois sur la spatialisation et la description précise des dynamiques hydrologiques observées sur les bassins expérimentaux, mais aussi sur la description morphologique de la surface des bassins et des réseaux, de manière à fournir des indicateurs permettant de mieux comprendre les variations spatio-temporelles des réponses hydrologiques.

Aujourd'hui le bassin n'est plus considéré comme représentant une entité unique et homogène. La seule analyse de l'hydrogramme à l'exutoire ne suffit pas à expliquer la variabilité des réponses hydrologiques, notamment sur des bassins de tailles réduites et soumis à des précipitations particulièrement violentes.

En utilisant une instrumentation variée et distribuée à l'intérieur des bassins, le présent travail étudie les variations spatio-temporelles des réponses hydrologiques observées sous différents épisodes pluvieux. Le bassin versant n'est plus considéré comme une entité unique mais comme l'assemblage complexe d'unités fonctionnelles particulières, dont les échanges sont gouvernés par des caractéristiques hydro-morphologiques locales. En spatialisant les données hydrologiques à l'intérieur des bassins, il est possible d'étudier les dynamiques de mise en charge des différents drains du réseau et d'affiner la compréhension des mécanismes gouvernant les écoulements au sein de l'ensemble du bassin.

Le réseau hydrographique est la plupart du temps intégré dans les modèles comme étant d'une extension fixe, stable dans le temps. Ses caractéristiques sont donc calculées sur un réseau préalablement déterminé pour correspondre à celui qui est considéré comme utile à la modélisation. Elles sont ensuite utilisées dans les modèles hydrologiques afin de simuler ou modéliser des

événements observés. Pourtant, l'extension du réseau hydrographique en eau varie au cours du temps et en fonction des épisodes pluvieux. L'extension de réseau nécessaire à une modélisation fiable des écoulements sur un bassin est donc fonction de l'épisode étudié.

Dans ce travail, le réseau hydrographique en eau est suivi tout au long de l'année et étudié plus particulièrement lors des épisodes pluvieux. Ses différentes extensions sont analysées au regard de l'état hydrologique des bassins et des précipitations événementielles. L'objectif de cette étude est d'affiner les connaissances sur les différents réseaux hydrographiques d'un bassin, le déclenchement de ses différents drains, les mécanismes gouvernant leur fonctionnement. Cette analyse focalisée sur le fonctionnement des réseaux permet en outre d'étudier le fonctionnement global des bassins étudiés en approchant les processus hydrologiques responsables de leur réactivité.

Une meilleure compréhension de ces processus, permettrait d'affiner les modèles hydrologiques, notamment en déterminant l'extension de réseau utile à la modélisation, en fonction de l'évènement étudié. L'ensemble des techniques de suivis des réseaux en eau à travers les différents épisodes observés permet ainsi de caractériser finement le réseau « réel ».

Une des hypothèses de ce travail étant que l'étude des facteurs hydro-morphologiques peut aider à mieux comprendre la variabilité des réponses hydrologiques des bassins, et plus particulièrement les déclenchements de leurs différents drains, une caractérisation hydro-morphologique fine des différents réseaux et bassins étudiés est donc nécessaire.

C'est pourquoi a été développé dans le cadre de ce travail un algorithme de drainage, l'algorithme NET, capable de caractériser la morphologie des bassins et des réseaux. Basé sur une structure vecteur triangulée (Triangulated Irregular Network : TIN), il permet d'utiliser directement les points de corrélation issus du traitement de couples stéréoscopiques d'images satellitaires de type PLEIADES pour la triangulation de la surface à modéliser. Particulièrement adaptée à la représentation surfacique de bassin versants, cette structure présente une résolution variable, fonction de la complexité du terrain à représenter. Grâce à cette structure de données et à une phase de densification de son maillage, l'algorithme NET permet d'affiner les directions de flux de surface et par conséquent le calcul de la convergence de ces écoulements. En évitant le problème de la détermination d'un seuil pour l'extraction des réseaux, il permet en outre la généralisation de son utilisation à tout type de bassins versants.

L'algorithme NET extrait le réseau « potentiel » des bassins par une analyse combinée des formes du relief et des directions préférentielles des écoulements surfaciques et calcule une série d'indicateurs morphologiques permettant la caractérisation fine du réseau « potentiel ». Ces indicateurs sont utilisés par la suite pour étudier les relations qu'entretiennent les dynamiques hydrologiques observées et les caractéristiques morphologiques des réseaux et des bassins.

Les données utilisées, la méthodologie adoptée et les résultats obtenus par l'algorithme NET sur les bassins expérimentaux sont présentés dans la partie suivante de ce document.

La dernière partie de cette thèse vise à proposer des hypothèses de fonctionnement des bassins et de leurs réseaux par l'analyse des relations qu'entretiennent indicateurs morphologiques et réponses hydrologiques observées. Elle tente ainsi d'affiner la compréhension des dynamiques hydrologiques sous épisodes en proposant des mécanismes de fonctionnement approchés par l'ensemble des analyses réalisées dans ce document.

PARTIE 3 :

Etude du drain potentiel

Dans cette partie est développée l'étude du réseau morphologique des bassins, représenté par le réseau continu de l'ensemble de leurs lignes de thalweg, dont l'extension stable dans le temps est considérée dans ce travail comme représentant l'extension maximale des réseaux potentiellement en eau : le drain « potentiel ».

Dans un premier temps est abordée la méthodologie mise en œuvre pour l'extraction de ce réseau « potentiel » et pour la caractérisation morphologique des réseaux et des bassins à partir de MNT TIN.

Dans un deuxième chapitre sont présentés les résultats de cette méthodologie appliquée aux bassins expérimentaux.

Chapitre III. Méthode développée pour l'analyse morphologique des bassins versants à partir de MNT TIN..... **88**

Chapitre IV. Caractérisation hydro-morphologique des réseaux hydrographiques potentiels.....**117**

Chapitre III. Méthode développée pour l'analyse morphologique des bassins versants à partir de MNT TIN

Dans le chapitre qui suit est présenté l'algorithme Network Extraction on TIN (NET) développé dans le cadre de ce travail. Il a pour but d'évaluer l'intérêt de la combinaison de méthodes d'analyse morphologique et de direction de drainage sur une structure vectorielle irrégulière, le Triangulated Irregular Network, pour la caractérisation des réseaux hydrographiques d'un bassin.

Le format de donnée utilisé, les pré-traitements, l'ensemble des différentes étapes de l'algorithme ainsi que les hypothèses qui ont conduit à suivre cette méthodologie sont détaillés dans les paragraphes qui suivent.

Sommaire

III.1. Un algorithme original pour l'extraction du réseau potentiel.....	90
III.2. Format de données utilisé: le Triangulated Irregular Network (TIN)	92
III.3. Les prétraitements	93
III.3.1. Orientation des arêtes	93
III.3.2. Elimination des puits	93
III.3.3. Gestion des zones planes	95
III.4. Les étapes de l'algorithme NET.....	96
III.4.1. Etablissement de l'arbre de drainage	96
III.4.1.i. Densification du maillage	96
III.4.1.ii. Sélection des arêtes drainantes	98
III.4.2. Calcul de la surface amont drainée.....	100
III.4.3. Caractérisation morphologique	102
III.4.4. Le réseau de thalwegs reconnectés	103
III.4.4.i. Détermination des arêtes thalwegs	104
III.4.4.ii. Connexion des thalwegs isolés.....	105
III.5. Calcul de paramètres hydro-morphologiques	106
III.5.1. La pente locale	107
III.5.2. Indice de pente moyenne amont.....	107
III.5.3. Indice de pente moyenne aval	108
III.5.4. Ruptures de pente.....	108
III.5.5. Indice d'encaissement local des thalwegs	110
III.5.6. Orientation	111
III.5.1. Distance à l'exutoire.....	112
III.5.2. Classification des drains	113
III.5.3. Densité de drainage	114
III.6. Evaluation des résultats de l'algorithme NET	115

III.1. Un algorithme original pour l'extraction du réseau potentiel

L'algorithme de drainage NET, développé sur structure TIN, a été spécialement élaboré pour répondre à de nouveaux besoins et aux problématiques soulevées par les méthodes utilisant des MNT raster.

Dans un premier temps, l'objectif de ce travail est de tester les potentialités des images satellitales pour l'étude des formes du relief dans le cadre d'une amélioration des connaissances sur les réseaux hydrographiques. Pour cela, la stéréoscopie satellitale est envisagée. Grâce à son agilité de prises de vue, le satellite PLEIADES est en effet en mesure de fournir des images stéréoscopiques quasi-instantanées. L'analyse d'un couple stéréoscopique permet de calculer la topographie de la surface représentée par les images (voir Partie 1 II.1.5). Les résultats d'analyse de couples stéréoscopiques se présentent sous la forme de points côtés. Il paraît donc pertinent de pouvoir utiliser directement ces valeurs altitudinales ponctuelles pour modéliser les surfaces étudiées, sans passer par une interpolation en grille régulière. C'est pourquoi l'algorithme NET a été développé sur une structure TIN, permettant de trianguler directement les points côtés issus du traitement de couples d'images satellitales.

Dans un deuxième temps, il s'agit d'améliorer les résultats fournis par les méthodes raster qui présentent des biais, notamment sur le tracé des écoulements (voir Partie 1 II.2.1.ii).

Il s'agit donc de perfectionner le tracé des écoulements surfaciques modélisés, et ceci sur l'ensemble des différentes zones d'un bassin, afin qu'il corresponde davantage au tracé naturel des cours d'eau observés. Le choix de la structure TIN permet de partiellement répondre à ce besoin, grâce à sa capacité à fournir une résolution variable adaptée à la morphologie locale des surfaces. Une phase de densification de ce maillage aide ensuite à améliorer le tracé des écoulements sur les versants comme le long des thalwegs (voir Partie 3 III.4.1.i).

L'objectif principal de ce travail est d'extraire, à partir d'un MNT, le réseau morphologique formé par l'ensemble des lignes de thalweg d'un bassin, correspondant à l'extension maximale des réseaux potentiellement en eau : le réseau « potentiel ». Ce réseau, dont l'extension est stable dans le temps, permet d'étudier les origines de la mise en eau de ses différents tronçons.

Pour cela, le réseau hydrographique défini par Tribe (1992) semble particulièrement pertinent. Il s'agit d'analyser l'ensemble des informations morphologiques contenues dans les MNT, à leur erreur moyenne près, afin d'extraire les formes de thalweg représentées. Ces lignes de thalwegs extraites, généralement non connectées entre elles en raison des artefacts de représentation des MNT, sont ensuite reconnectées en suivant la direction de plus grande pente, représentée par l'arbre de drainage du bassin (voir Partie 3 III.4.1). Cette méthode développée sur structure TIN permet ainsi d'extraire le réseau « potentiel » des bassins (voir Partie 3 III.4.4), en utilisant les avantages liés à l'utilisation de MNT TIN.

La majorité des algorithmes de drainage actuels utilisent un seuillage sur les surfaces drainées pour extraire les réseaux hydrographiques sur MNT. Pourtant, cette méthode est très discutée (Tribe, 1992 ; Martz, 1995 ; Wilson et Gallant, 2000 ; Tarolli, 2010). Montgomery et Dietrich (1992) ont ainsi montré que les seuils d'initiation des réseaux hydrographiques sur un bassin sont très variables. Dans ces méthodes, le seuil surfacique, difficile à déterminer (Moussa, 2009), est effectivement appliqué de manière uniforme sur l'ensemble des bassins étudiés.

Dans ce travail, la méthodologie adoptée permet de s'affranchir de la détermination de ce seuil et autorise ainsi sa généralisation à tout type de bassins. En effet, dans l'approche suivie, l'ensemble des thalwegs contenus dans les MNT (après élimination des thalwegs artefacts) est reconnecté suivant les directions de plus grandes pentes représentées par l'arbre de drainage. Le réseau « potentiel » extrait est ainsi limité dans son extension par la présence de lignes de thalwegs dont la morphologie est d'une taille supérieure à l'erreur générée sur les MNT.

Enfin, dans le but d'étudier l'influence des caractéristiques morphologiques sur les réponses hydrologiques des bassins suivis, l'algorithme NET calcule un ensemble de caractéristiques hydro-morphologiques sur les réseaux extraits mais aussi sur l'ensemble des bassins étudiés. Ces caractéristiques (voir Partie 3 III.5), certaines utilisables directement dans des modèles hydrologiques, servent ensuite à tenter d'expliquer les réponses hydrologiques observées sur les bassins expérimentaux.

Cette partie s'attache à décrire l'ensemble des étapes de l'algorithme NET qui conduisent à extraire le « réseau potentiel » et à fournir les caractéristiques hydro-morphologiques des bassins.

Comme tout algorithme de drainage, des étapes de pré-traitements des MNT sont nécessaires afin de fournir à l'algorithme NET des données conformes à l'étude morpho-hydrologiques des bassins. Elles seront abordées dans une première partie.

Ensuite seront étudiées plus en détail les étapes originales de l'algorithme NET. Ces dernières concernent :

- l'étape de densification du maillage TIN, permettant un affinage des directions d'écoulements et l'établissement d'un arbre de drainage décrivant des directions préférentielles des écoulements les plus proches possibles de la direction de plus grande pente
- l'étape d'analyse morphologique des arêtes, permettant (1) d'extraire un réseau hydrographique guidé par l'ensemble des lignes de thalweg des bassins et (2) d'éviter la détermination d'un seuil pour l'extraction des réseaux hydrographiques des bassins

Les méthodes d'extraction d'indices morphologiques sur les bassins et les réseaux seront ensuite décrites dans une dernière partie.

Avant d'aborder les paragraphes suivants, le Tableau 4 récapitule les différentes définitions de réseaux utilisées dans la suite de ce document.

Nom	Définition	Utilisation
Arbre de drainage	Réseau constitué des arêtes formant la direction de plus grande pente à partir de chacun des points du TIN (voir III.4.1)	Direction préférentielle des écoulements, calcul des surfaces drainées, reconnexion des arêtes thalweg pour former le RTR
Réseau de Thalwegs Reconnectés (RTR)	Réseau formé par les thalwegs du bassin reconnectés avec la direction de plus grande pente représenté par l'arbre de drainage (voir III.4.4)	Constitue le réseau « potentiel » des bassins étudiés
Réseau en eau	Réseau hydrographique observée en eau sur le terrain	Caractérisation des différentes extensions de réseau en eau en fonction des épisodes suivis (voir VI.3.1)

Tableau 4: Définition des réseaux utilisés

III.2. Format de données utilisé: le Triangulated Irregular Network (TIN)

Les Modèles Numériques de Terrain (MNT) peuvent être représentés sous plusieurs formes, (voir Partie 1 Chapitre II). La méthodologie développée dans ce travail pour la caractérisation hydro-morphologique des bassins versants a été appliquée à une structure TIN pour les avantages qu'elle présente (voir Partie 1 Chapitre II).

Cette structure vectorielle est basée sur trois primitives géométriques :

- les noeuds
- les arêtes
- les facettes

Dans l'approche développée ici, les attributs des facettes sont stockés dans la table des arêtes sous la forme : facette gauche, facette droite ; les arêtes ayant un sens, d'un noeud source à un noeud exutoire. La structure de donnée est présentée sur la Figure 37.

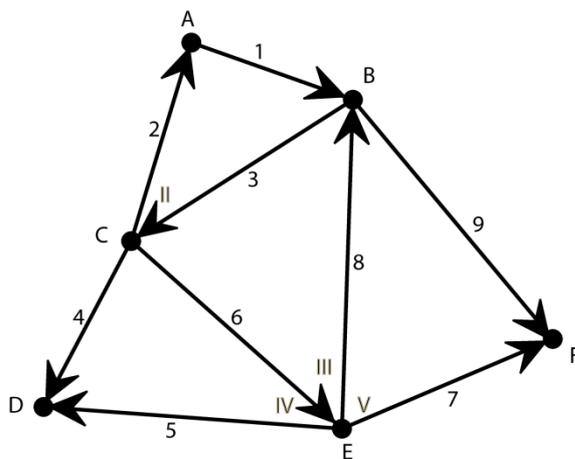


Table des arêtes :

Id	Fn	Tn	Lp	Rp	Longueur	...
1	A	B	I	II	5.81	
2	C	A	I	II	8.54	
3	B	C	III	II	9.43	
				...		

Table des points :

Id	X	Y	Z	...
A	2	8	10	
B	5	7	4	
C	1	3	7	
			...	

Figure 37: Présentation de la structuration des données TIN

La structuration des données se fait sur deux tables, l'une pour les noeuds et l'autre pour les arêtes. La table des arêtes est composée de son identifiant (Id), du numéro du noeud source (Fn), du numéro du noeud exutoire (Tn), du numéro de la facette gauche (Lp), du numéro de la facette droite (Rp) et de la longueur de l'arête. Cette table est complétée au fur et à mesure des calculs effectués. La table des noeuds contient leur identifiant (Id), leurs coordonnées x, y, z, et de la même manière sera complétée au fur et à mesure des calculs.

Cette structuration en deux tables, bien que plus complexe que la structuration d'un raster, permet d'effectuer l'ensemble des calculs nécessaires à l'extraction de paramètres hydro-morphologiques ainsi qu'à celle des réseaux hydrographiques. Cependant, plusieurs phases préalables de prétraitement de la donnée vectorielle sont nécessaires pour obtenir des données altitudinales à même d'être exploitées pour des applications hydrologiques.

III.3. Les prétraitements

Dans cette partie sera présenté l'ensemble des prétraitements appliqués aux structures TIN construites pour ces travaux et nécessaires à tout travail d'analyse morphologique et hydrologique.

III.3.1. Orientation des arêtes

La première étape des prétraitements consiste à mettre en cohérence le sens des arêtes avec le sens de la pente. En effet, à la construction du TIN, les arêtes sont orientées aléatoirement et peuvent se retrouver dans le sens contraire de celui de la pente.

Les écoulements étant soumis aux forces gravitaires, les arêtes orientées dans le sens contraire de la pente sont donc réorientées, les noeuds sources sont ainsi obligatoirement situés à une altitude plus élevée que le noeud exutoire. Cette procédure est appliquée automatiquement à l'ensemble des arêtes du TIN.

Une exception concerne les arêtes plates. Ces arêtes, qu'elles soient issues d'un artefact à la construction du TIN ou une représentation de la réalité terrain, posent des problèmes pour l'établissement du sens de l'écoulement. Le noeud source étant à la même altitude que le noeud exutoire, le sens d'écoulement de ces arêtes est totalement aléatoire. Le traitement particulier des arêtes plates est présenté dans le paragraphe III.3.3.

III.3.2. Elimination des puits

La deuxième étape de prétraitement concerne l'élimination des noeuds puits. Situés à une altitude plus basse que l'ensemble de leurs voisins, représentent une zone de convergence totale des flux, aucun écoulement n'est généré en sortie de ces noeuds. Comme pour les arêtes plates, ces puits sont souvent issus d'artefacts de construction mais ils peuvent aussi provenir d'une dépression réellement observée sur le terrain. Cependant, pour une connexion totale des flux et une continuité dans les écoulements de surface, il est nécessaire de traiter ces zones afin que les écoulements ne soient pas bloqués au sein de ces puits.

La méthode proposée est simple, basée sur un algorithme de remplissage de puits élaboré à l'origine sur structure raster par Jenson et Domingue en 1988. Cette approche simple est discutée par plusieurs auteurs, notamment Planchon et Darboux (2001) et Collischonn *et al.* (2010), car peu efficace informatiquement. Elle modifie les données altitudinales de base et engendre la création de zones planes aux alentours du puits bouché. Ici, l'approche a été légèrement modifiée pour éviter la création de zones planes. Cependant, l'algorithme modifie bel et bien les valeurs altitudinales de base. La méthode employée est présentée sur la Figure 38.

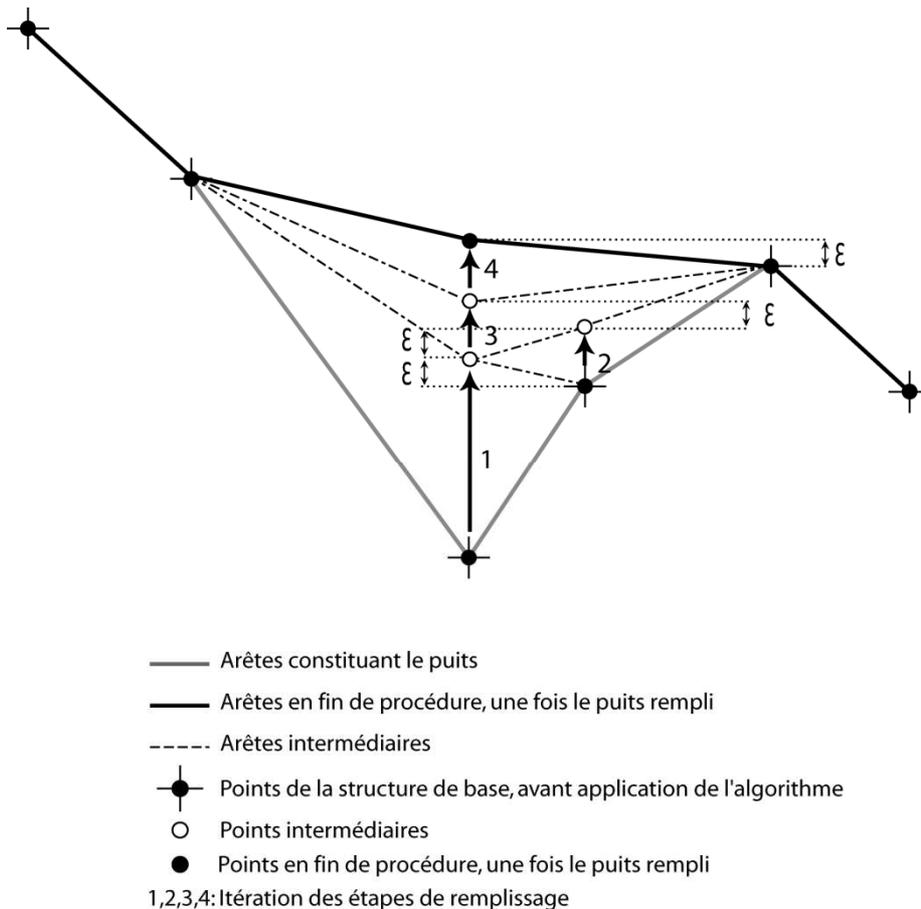


Figure 38: Méthodologie employée pour le remplissage des puits (d'après Jenson et Domingue, 1988)

Un puits est un noeud vers lequel les écoulements convergent et duquel aucun écoulement n'est généré en sortie. Par cette qualification, il est possible de localiser l'ensemble des noeuds « puits » du TIN étudié. Les puits sont ensuite traités un à un. L'altitude de chaque puits est relevée à l'altitude minimum de ses voisins à laquelle est ajoutée une valeur constante ϵ afin d'éviter la création d'arêtes plates. Ce processus est réitéré pour chacun des puits jusqu'à leur disparition.

La valeur de cette constante ϵ est fonction des différences d'altitudes générées à la construction du TIN par rapport à la donnée de base (ici le LIDAR). Ainsi, une fois le TIN créé (voir Partie 1 Chapitre II), la différence d'altitude avec la donnée de base est calculée pour chacun des points du TIN. Les différences, positives comme négatives, sont centrées sur 0 et sont considérées comme suivant une loi gaussienne. Dans ce cadre, la constante ϵ est fixée à $2.\sigma$ (σ : écart-type des différences altitudinales entre la donnée de base et le TIN utilisé) afin de prendre compte 95% des différences générées à la construction du TIN. De cette manière, la constante ϵ est adaptée aux différences altitudinales de chacun des TIN créés.

III.3.3. Gestion des zones planes

Les zones planes posent un problème majeur pour les algorithmes de drainage : la définition des directions d'écoulement pour chacune des arêtes dont les noeuds sources et exutoires sont situés à la même altitude est *a priori* impossible à déterminer (Tribe, 1992). Pour parer à ce problème, il est possible de reconnecter les arêtes plates aux arêtes ayant une direction d'écoulement contrôlée par leur pente. De cette manière, les arêtes plates voisines d'arêtes non plates sont automatiquement réorientées vers ces dernières (voir Figure 39).

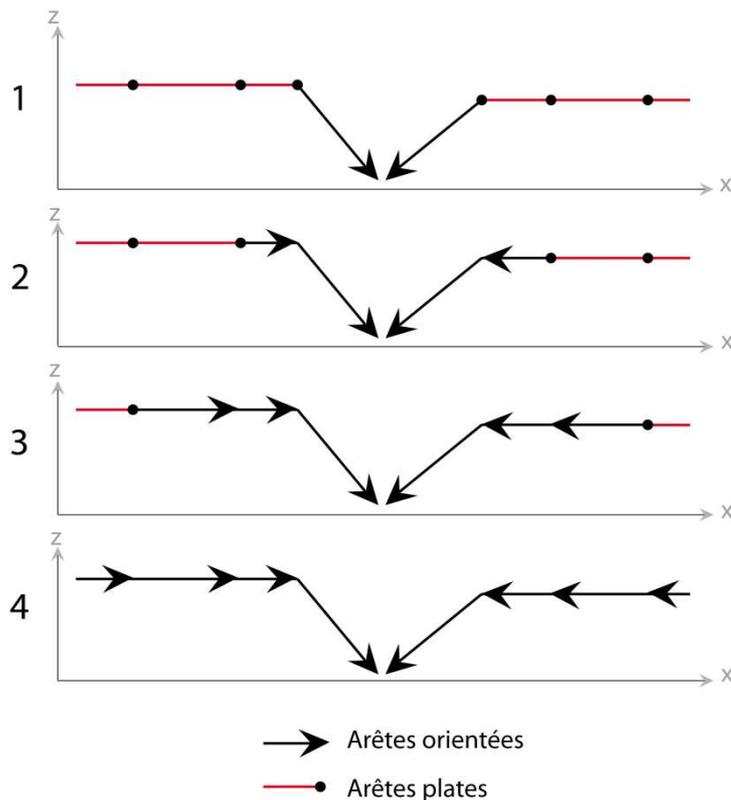


Figure 39: Reconnection des arêtes plates par itérations

Ainsi, de proche en proche, chacune des arêtes plates sont reconnectées à des arêtes non plates ou ayant une direction d'écoulement. Cela permet de reconnecter toutes ces arêtes au réseau de drainage et d'éviter les bouclages de réseau liés à une détermination aléatoire de leur orientation.

Cette étape constitue la dernière des pré-traitements appliqués sur les structures TIN utilisées. Les paragraphes qui suivent présentent l'ensemble des étapes de l'algorithme NET permettant d'extraire un réseau hydrographique « potentiel » et de fournir des indicateurs morphologiques sur les réseaux et les bassins.

III.4. Les étapes de l'algorithme NET

Dans ce paragraphe sont abordées l'ensemble des étapes de l'algorithme NET permettant d'extraire et caractériser le réseau de thalwegs reconnectés (RTR), correspondant au réseau potentiel des bassins étudiés.

III.4.1. Etablissement de l'arbre de drainage

Les directions d'écoulement calculées à partir de chaque noeud du TIN représentent l'arbre de drainage du bassin. Il permet d'établir les connexions hydrologiques entre chacun des noeuds du TIN et de calculer les surfaces qu'ils drainent. Dans la méthodologie adoptée, une première étape de densification du maillage TIN est proposée avant de déterminer les directions de flux. Les paragraphes qui suivent présentent les méthodes de densification du maillage et de sélection des arêtes drainantes afin d'élaborer l'arbre de drainage des bassins (de la Figure 40 à la Figure 44).

III.4.1.i. Densification du maillage

La construction d'un TIN, grâce à la sélection de points côtés considérés comme importants dans la représentation de la surface à représenter (voir Partie 1 II.2.1.ii.iii), permet d'obtenir de nombreux noeuds dans les zones les plus accidentées, notamment en fond de vallée. Cette propriété fait que les arêtes du TIN créées dans ces zones ont une forte probabilité de suivre les directions de plus grande pente et les lignes de thalweg. Par contre, sur les versants, moins accidentés, la résolution est plus grossière et les arêtes construites ne sont pas obligatoirement alignés avec les directions de plus forte pente.

C'est pourquoi le maillage du TIN est préalablement densifié, afin d'affiner les directions d'écoulement sur l'ensemble d'un bassin, y compris sur les zones les moins décrites. Pour cela, une combinaison de densification ternaire et quaternaire (respectivement De Floriani *et al.*, 1984 et Gomez *et al.*, 1979) a été appliquée au maillage du TIN de base afin de permettre aux flux de traverser les facettes dans 10 directions différentes ou de suivre les arêtes originelles. Le résultat de cette densification est un graphe non planaire (voir Figure 40). En effet, toutes les nouvelles arêtes créées ne sont pas sur le même plan.

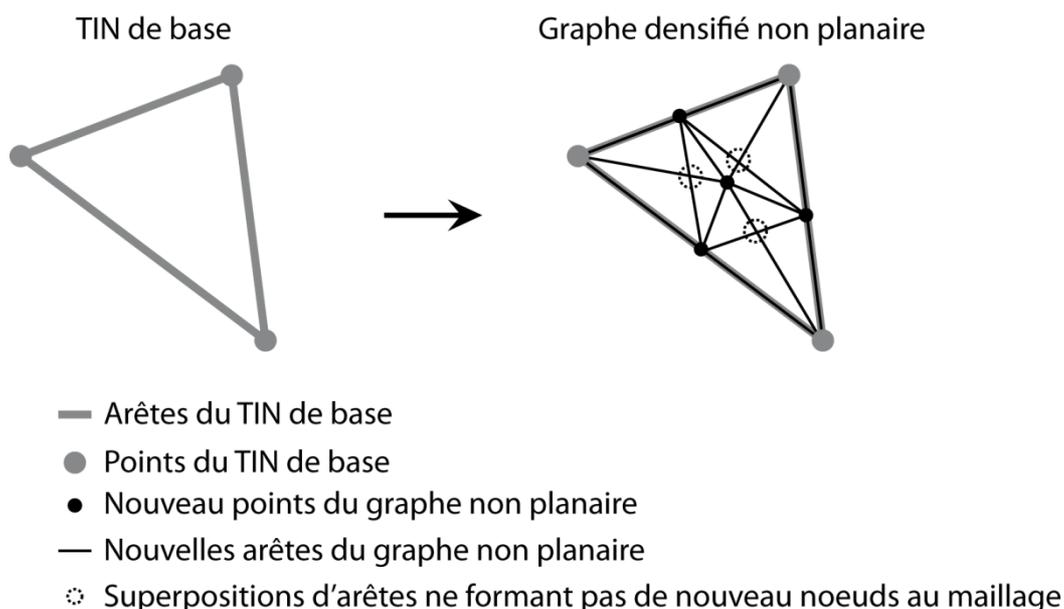


Figure 40: Densification du maillage TIN

La combinaison des densifications ternaires et quaternaires ajoute 4 nouveaux noeuds au maillage du TIN de base. Un premier noeud est situé au niveau du centroïde de chaque triangle. Les arêtes supplémentaires reliant chacun des sommets à ce centroïde fournissent 3 directions de flux potentielles différentes pour la traversée des triangles.

Ensuite, les milieux de chacun des côtés des triangles forment les trois nouveaux noeuds restants. Les arêtes supplémentaires reliant ces trois noeuds ne sont pas considérées sur le même plan que les trois nouvelles arêtes précédentes. C'est pourquoi ces arêtes ne s'intersectent pas et ne forment pas de nouveaux nœuds au maillage. Les écoulements ne peuvent donc pas être réorientés à l'endroit où ces arêtes se superposent.

Les arêtes formées par les milieux des côtés et avec le centroïde donnent encore de nouvelles possibilités pour la traversée des triangles. Cette densification a été réalisée dans le but d'augmenter les possibilités de direction d'écoulements pour la traversée des triangles, et ceci dans toutes les configurations topographiques représentées sur un bassin, afin de limiter l'effet de la résolution variable du TIN de base sur la détermination des directions de flux, notamment dans les zones de versants.

Au sein de ce graphe non planaire, seules certaines directions de flux potentielles ont été choisies pour la traversée des facettes triangulaires. La Figure 41 présente les différentes directions de flux potentielles permettant de traverser les triangles sur le maillage densifié utilisé, dans différentes configurations d'une même facette. Les directions d'écoulement présentées sont totalement fictives. Elles permettent uniquement de simuler des écoulements sur un graphe densifié.

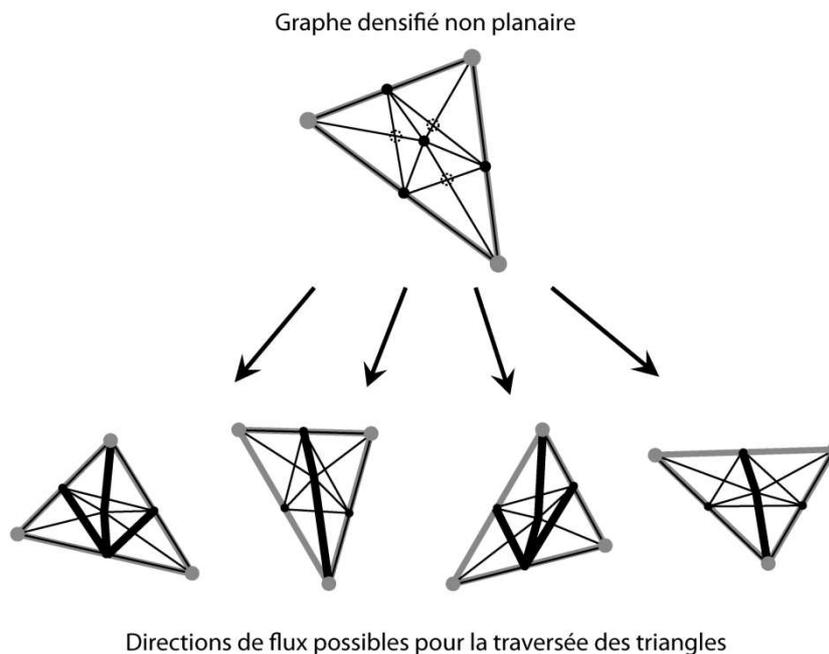


Figure 41: Directions de flux potentielles sur le graphe densifié non planaire pour la traversée des facettes triangulaires

Les directions de flux potentielles sont uniquement celles formées par les nouveaux nœuds du maillage densifié. Elles ne peuvent être sécantes en dehors de ces nouveaux noeuds. Les directions de flux potentielles conservées permettent les traversées les plus linéaires possibles et sont ainsi cohérentes avec le tracé d'écoulements sur surfaces planes soumis à la seule force gravitaire.

Les possibilités offertes permettent de traverser les triangles dans de multiples configurations (voir Figure 43), dans les zones de versants comme le long des thalwegs, et d'affiner les directions de flux calculées sur l'ensemble des bassins étudiés.

III.4.1.ii. Sélection des arêtes drainantes

Les écoulements étant soumis à la seule force gravitaire, les arêtes drainantes, qui vont guider les écoulements de surface, sont dans ce travail celles qui maximisent la pente.

Les directions d'écoulements préférentiels formant l'arbre de drainage des bassins sont déterminées sur l'ensemble des TIN utilisés à partir de chacun des nœuds du graphe densifié. L'algorithme proposé étant de type unidirectionnel, une seule direction d'écoulement est conservée pour chacun des nœuds du graphe (voir Figure 42).

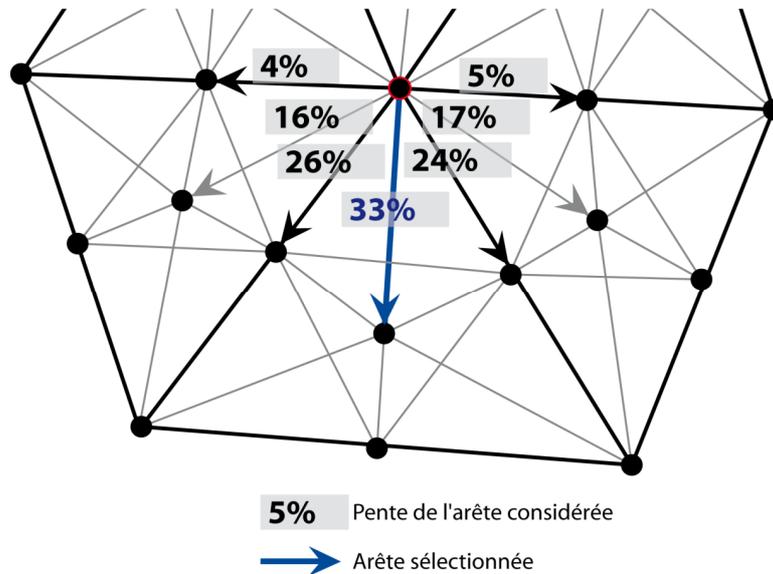
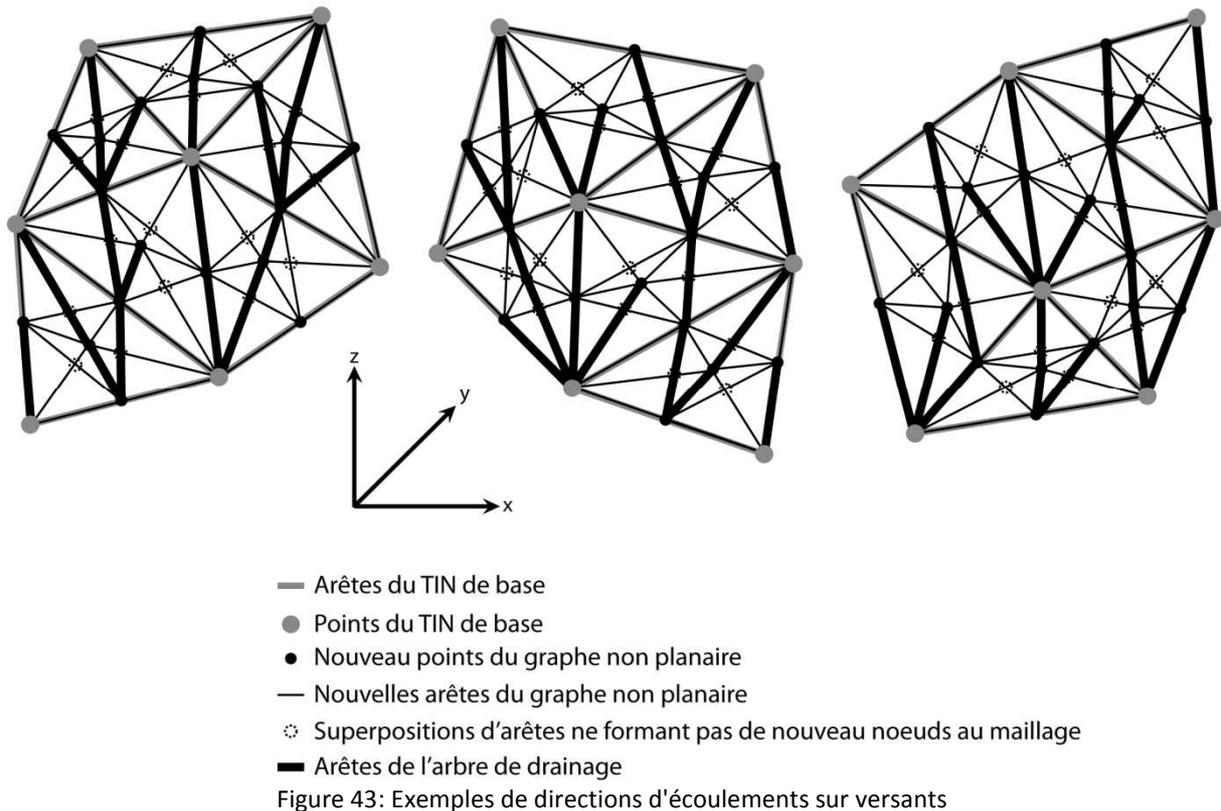


Figure 42: Sélection des arêtes de l'arbre de drainage

L'ensemble des arêtes du graphe densifié ayant en commun le même nœud source sont comparées entre elles sur la valeur de leur pente. L'arête maximisant la pente est ensuite sélectionnée et intègre l'arbre de drainage du bassin. De cette manière, l'arbre de drainage est formé de l'ensemble des arêtes maximisant la pente à partir de chacun des nœuds du graphe densifié.

La densification du maillage ne permet pas un nombre infini de possibilités d'angles de directions d'écoulements. Les directions de flux sont effectivement limitées aux arêtes formées par les 7 nœuds du graphe densifié.

La figure suivante présente trois exemples de configuration d'un versant représenté par un graphe densifié non planaire et le tracé des trois arbres de drainage correspondants.



Les directions d'écoulement sur cette figure sont totalement fictives et ont juste valeur d'exemples.

La Figure 43 illustre les capacités de l'algorithme NET à déterminer les directions d'écoulements dans tout type de configuration des triangles. Dans cet exemple, les triangles sont en effet traversés de manière transversale, verticale et horizontale en fonction de leur configuration au sein du versant. En autorisant de plus grandes possibilités de directions d'écoulement sur les zones les moins décrites, l'algorithme NET permet de cette manière de déterminer les directions de plus grande pente quelque soit la configuration des triangles.

La densification du TIN de base, dont les points côtés sont préalablement choisis pour leur importance dans la représentation du relief (voir Partie 1 II.2.1.ii.iii), modère de cette façon les inconvénients d'une structure TIN non densifiée, pour laquelle la résolution variable limite les angles de directions des flux dans les zones faiblement décrites. Elle permet ainsi d'affiner le tracé de ces directions et de le rendre plus réalistes au regard d'une direction de plus grande pente « réelle », qui ne serait pas limitée par les angles d'une structure altitudinale.

Cet affinage est particulièrement intéressant pour le tracé des écoulements préférentiels sur les versants où les écoulements ne sont pas canalisés par des thalwegs.

L'arbre de drainage, une fois déterminé, s'inscrit dans un nouveau réseau de triangle correspondant à un TIN densifié (voir Figure 44). Ce nouveau TIN ne respecte cependant pas la triangulation de Delaunay.

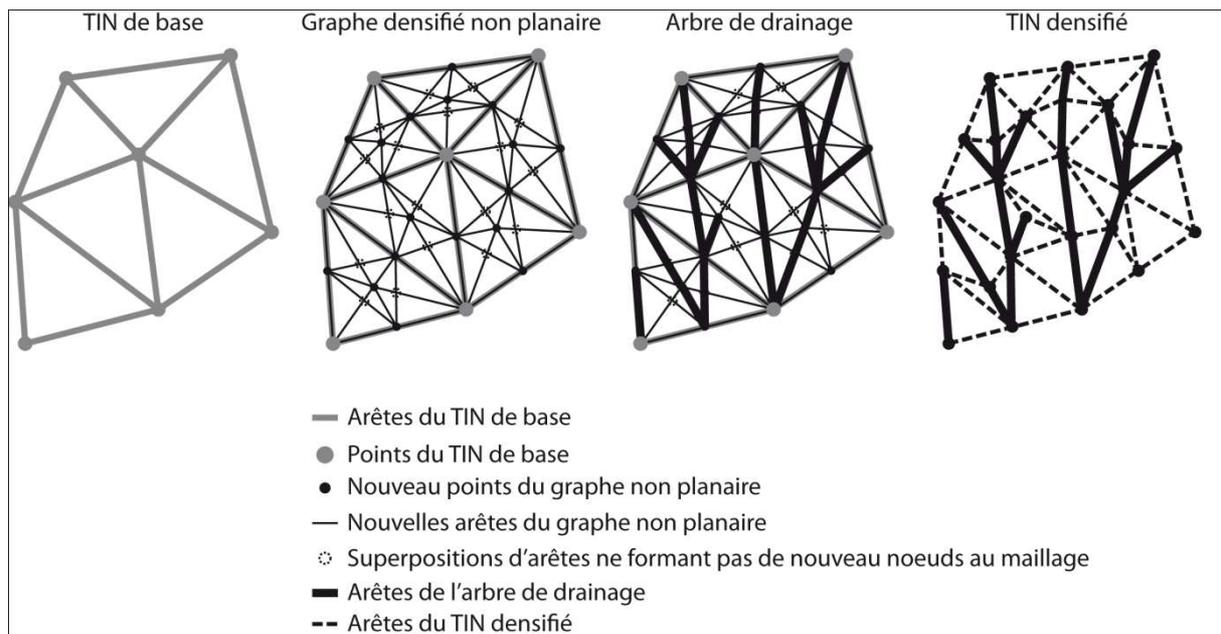


Figure 44: Les différentes étapes de l'établissement de l'arbre de drainage

Comme l'illustre la Figure 44, l'arbre de drainage établi sur un graphe non planaire densifié s'inscrit également dans un réseau de triangles assimilable à un nouveau TIN densifié. Il faut noter que dans la suite de ce document, l'ensemble des calculs de paramètres morphologiques sont effectués sans référence à ce TIN densifié.

L'arbre de drainage, une fois établi, permet ensuite le calcul des surfaces drainées en chacun des points du nouveau TIN densifié.

III.4.2. Calcul de la surface amont drainée

La surface amont drainée est une des données principales utilisée en hydrologie, géomorphologie et transport de sédiments. La surface contribuant aux flux générés en un point est particulièrement utilisée pour déterminer les zones de saturation et/ou d'exfiltration des flux par excès de saturation (Tarboton, 1997). Pour Martz (1995), sous l'hypothèse généralement admise que les écoulements sont générés de manière uniforme et que la réponse morphologique et érosive à ces écoulements est spatialement homogène sur l'ensemble d'un bassin, la seule surface amont drainée suffit à rendre compte des interactions complexes qu'entretiennent géologie, végétation, sol et topographie, responsables de la création et de la pérennité de la morphologie des réseaux canalisés. C'est pourquoi la détermination précise de la surface amont drainée en chacun des nœuds du TIN est essentielle à une bonne compréhension des processus ayant cours sur un bassin versant, et particulièrement pour les processus hydrologiques.

La méthodologie développée au sein de l'algorithme TIN pour le calcul des surfaces amont drainées est présentée à la Figure 45.

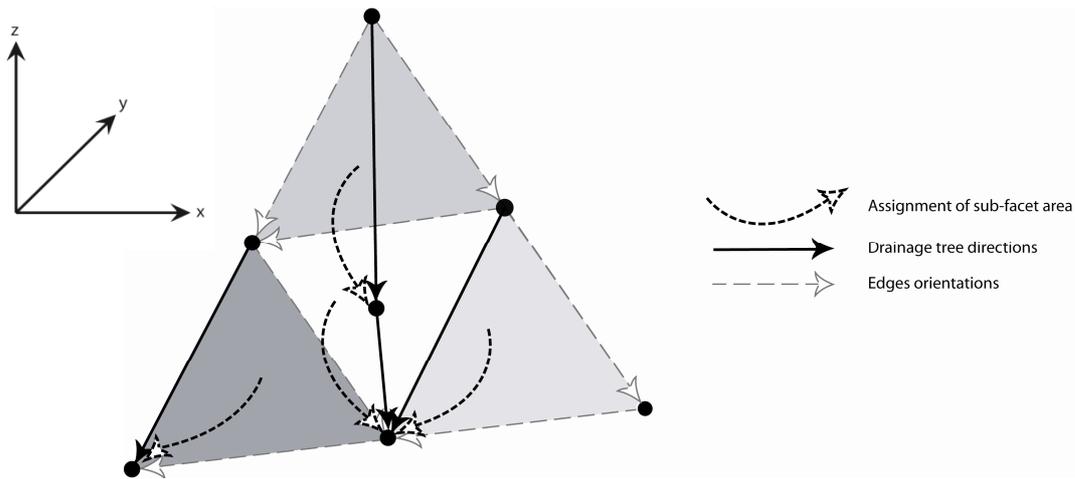


Figure 45: Calcul de la surface amont drainée

Chaque facette est partagée selon une division quaternaire (Gomez *et al.*, 1979). Ensuite, la surface de chaque sous-facette est attribuée au point cible de l'arête qui maximise la pente au sein de cette même sous-facette. L'aire drainée est finalement accumulée de point en point suivant l'arbre de drainage. Le calcul de la surface amont drainée est présenté ici en pseudo-code :

```

Selection d'une facette
Selection des noeuds et des arêtes d'une sous facette
Calcul de l'aire de la sous-facette
Si cette sous-facette ne contient aucune arête appartenant à l'arbre de drainage :
    Trouver le nœud exutoire de l'arête maximisant la pente au sein de cette sous-facette
    Attribuer la surface calculée à ce nœud
    Aller à la prochaine sous-facette
Sinon:
    Trouver le nœud exutoire de l'arbre de drainage dont le nœud source est compris
    dans la sous-facette
    Attribuer la surface calculée à ce nœud exutoire
    Aller à la prochaine sous-facette
Quand toutes les sous-facettes sont traitées, aller à la prochaine facette
  
```

III.4.3. Caractérisation morphologique

Les études sur TIN déterminent généralement les arêtes thalweg en analysant les directions de flux de deux facettes adjacentes (Gandoy *et al.*, 1990; Palacios-Velez *et al.*, 1998, Tucker *et al.*, 2001). Les arêtes concentrant les flux des deux facettes sont des arêtes « thalweg » tandis que la dispersion des flux indique une arête « crête ». Toutes les autres arêtes sont des arêtes intermédiaires, traversées par le flux suivant la direction de plus grande pente, permettant aux écoulements de passer d'une facette à une autre.

La méthodologie proposée ici s'attache à caractériser les formes du relief par une analyse morphologique des facettes du TIN. La méthode se concentre sur l'analyse comparée de couples de facettes adjacentes pour déterminer les arêtes représentant des lignes de thalweg, de crête, ou étant à la jonction d'une augmentation ou d'une diminution de la pente en direction de l'aval (voir Figure 46).

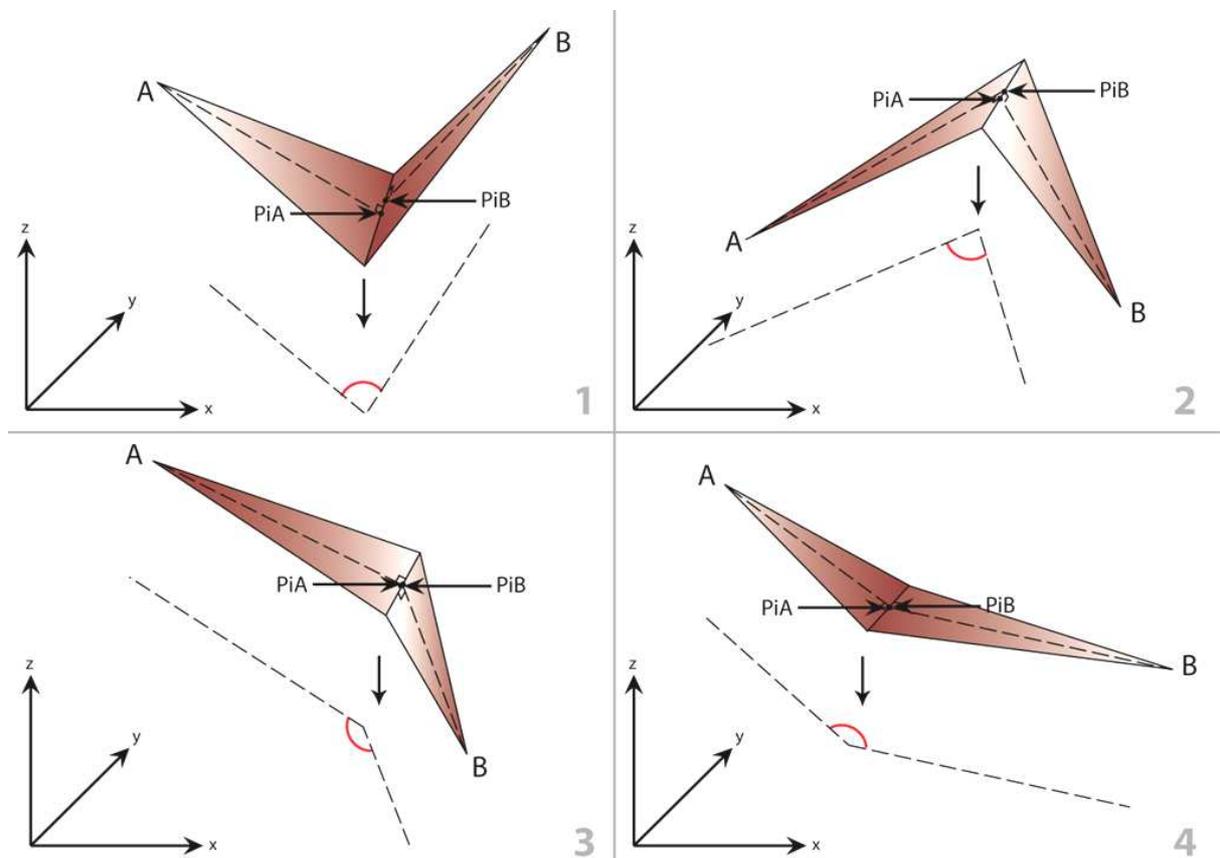


Figure 46: Caractérisation et classification des formes locales du relief.
1: Thalweg 2: Crête 3: Augmentation de pente 4: Diminution de pente

Pour chaque facette est calculée sa hauteur ($APiA$ and $BPiB$) afin de déterminer la pente principale de chacune d'entre elles. Les pentes sont calculées des sommets (A et B) aux points d'intersection avec l'arête commune aux deux facettes (PiA et PiB). Une pente dont le signe est positif indique donc une direction suivant le sens de la pente et une pente négative indique une direction inverse à celle-ci. Les signes des pentes calculées sur les hauteurs des facettes ainsi que leur importance relative permettent ensuite de déterminer le type de forme du relief (voir Tableau 5).

	Signe de la pente de la facette A	Signe de la pente de la facette B	Importance relative des pentes (A<>B)
Thalweg	+	+	
Crête	-	-	
Augmentation de pente	+	-	A<B
Diminution de pente	+	-	A>B

Tableau 5: Critères de pente pour la caractérisation des formes du relief

Des pentes positives pour les deux facettes indiquent la présence d'un thalweg tandis que des pentes négatives sur ces deux facettes indiquent une crête. L'importance relative des pentes, lorsque les signes des pentes sont différents, permet de discriminer les arêtes à la jonction d'une facette augmentant la pente de celle la diminuant, suivant les indications du Tableau 5.

III.4.4. Le réseau de thalwegs reconnectés

Pour mémoire, l'objectif est d'extraire, pour chacun des bassins, leur réseau morphologique, formé par la suite continue de leurs lignes de thalweg. La présence d'un thalweg est liée à l'érosion hydraulique générée par des écoulements de surface passés et actuels. Par conséquent, tout écoulement de surface suffisamment important est amené à former un thalweg sous réserve qu'il soit régulièrement actif.

A partir de ce constat, l'hypothèse de ce travail consiste à postuler qu'un réseau hydrographique actif sera structuré par ses lignes de thalweg. Ainsi, l'hypothèse de base de laquelle découle l'ensemble de ces travaux est que l'extension maximale des réseaux hydrographiques potentiellement en eau lors d'épisodes pluvieux est limitée par l'extension du réseau de thalweg des bassins.

L'objectif est donc d'utiliser le maximum de l'information morphologique contenue dans les MNT afin d'en extraire l'ensemble des lignes de thalwegs représentées à leur résolution.

A cause de la résolution ou d'artefacts de construction du MNT, des erreurs de représentations de la surface sont générées au sein de la structure TIN utilisée. Par conséquent, les analyses morphologiques conduisant à extraire les thalwegs sont biaisées par ces erreurs. En outre, les analyses morphologiques génèrent des lignes de thalwegs présentant des discontinuités importantes (Tribe, 1992). Certaines lignes de thalwegs sont effet omises dans la structure du MNT tandis que d'autres, artificielles, génèrent des réseaux artefacts supplémentaires. Ces erreurs perturbent ainsi l'extraction d'un réseau de thalweg continu. C'est pourquoi il est nécessaire d'éliminer les arêtes thalweg artificiellement créées et de reconnecter les thalwegs isolés, afin d'éviter l'extraction de réseaux artefacts et discontinus.

Pour cela, l'information morphologique est utilisée jusqu'au maximum de sa fiabilité. Les thalwegs dont la taille est contenue dans l'erreur générée à la création du MNT sont de ce fait éliminés, afin de ne conserver que les thalwegs dont la morphologie est assurée à la résolution utilisée. C'est pourquoi la résolution des TIN des bassins expérimentaux doit être suffisamment fine pour s'assurer d'une représentation fiable de l'ensemble des thalwegs des bassins.

Un des avantages de cette approche est qu'elle permet de s'affranchir du problème de la détermination des seuils. Les méthodes raster précédemment décrites dans la première partie de ce document nécessitent en effet la détermination d'un seuil de surface drainée pour la délimitation des réseaux hydrographiques. Déterminé empiriquement dans la plupart des études, il est le sujet de nombres de discussions (voir Martz, 1995 ; Tarolli, 2010) du fait de la difficulté de sa régionalisation et de son application sur l'ensemble d'un même bassin.

III.4.4.i. Détermination des arêtes thalwegs

Les thalwegs sont déterminés sur les arêtes des TIN de base créés pour chacun des bassins expérimentaux.

Les MNT TIN utilisés présentent des différences de représentation des formes du relief avec la donnée altitudinale de base, liées à des artefacts de construction. Il est par conséquent indispensable de tenir compte de l'influence de ces différences de représentation pour la caractérisation morphologique des bassins et l'extraction de leurs thalwegs.

Les MNT TIN utilisés contiennent effectivement des variations topographiques artificielles, réparties sur l'ensemble de leur étendue. Leur profondeur moyenne est donnée par l'écart-type des différences altitudinales générées à la construction. De ce fait, les formes du relief dont la taille est inférieure à deux fois l'écart-type des différences altitudinales font partie du « bruit » du MNT et sont donc à considérer comme de forme indéterminable au regard de la structure utilisée.

C'est ainsi que la profondeur minimum d'un thalweg doit mesurer au moins deux fois l'écart-type des différences de représentation du MNT TIN pour qu'elle soit significativement supérieure à 95% des différences altitudinales générées (voir Figure 47).

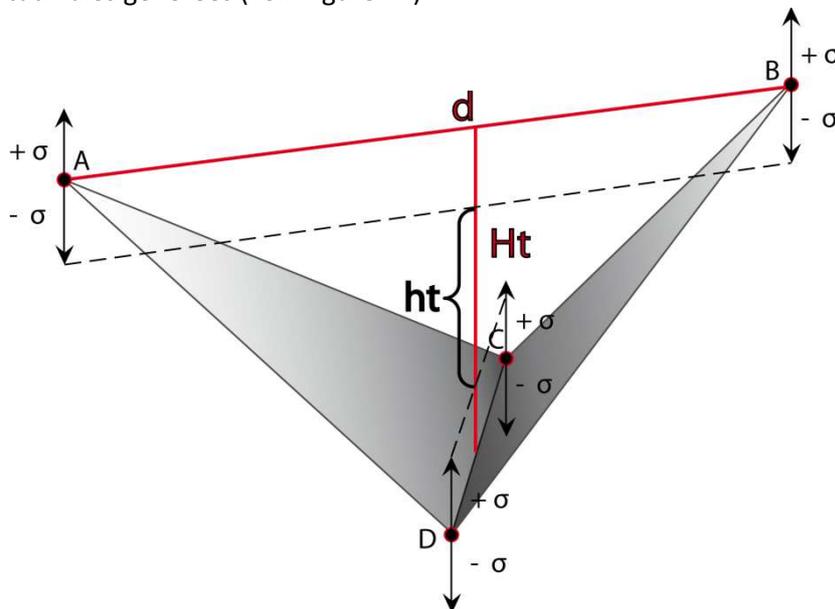


Figure 47: Profondeur des thalwegs en fonction de l'erreur du TIN

Sur la Figure 47, σ représente la valeur de l'écart-type des différences altitudinales (en mètres), H_t représente la profondeur non corrigée du thalweg (m) et h_t la profondeur prenant en compte la valeur de l'écart-type des différences altitudinales (m). Ainsi, la hauteur corrigée h_t peut se calculer de la manière suivante :

$$h_t = H_t - 2 \cdot \sigma$$

De cette manière, une profondeur seuil associée à chacun des TIN utilisés et fonction de l'écart-type des différences altitudinales permet d'éliminer les thalwegs dont la morphologie n'est pas de taille significativement supérieure aux erreurs de représentations générées à la création des TIN.

Si cette étape correspond à un seuillage sur la profondeur des thalwegs, son intérêt réside dans le fait que ce seuil est directement déterminé par le jeu de données utilisé et qu'il permet d'extraire le maximum des informations morphologiques contenues dans le MNT TIN, dans la limite de leur fiabilité.

III.4.4.ii. Connexion des thalwegs isolés

Dans le but de contraindre l'arbre de drainage à un réseau comportant une morphologie de thalweg et afin de parer aux problèmes de discontinuité du réseau de thalwegs, chaque arête thalweg sélectionnée précédemment est reconnectée aux autres en suivant les arêtes de l'arbre de drainage (voir Figure 48).

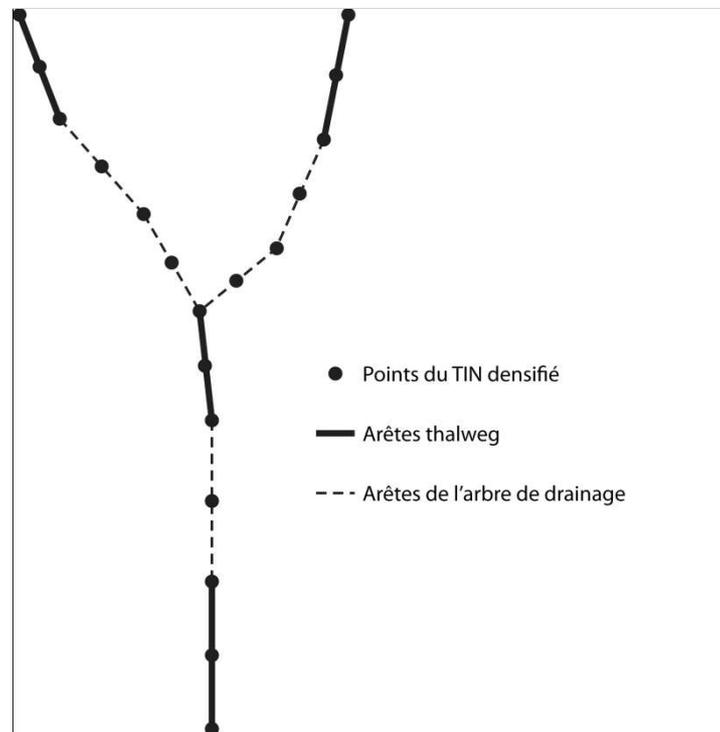


Figure 48: Connexion des arêtes thalwegs isolées

Suivant la méthodologie développée par Tribe (1992) et Thommeret (2010), un réseau de thalwegs continus est ainsi élaboré en reliant chaque thalweg à ses semblables en suivant la direction de plus grande pente : le réseau RTR (Réseau de Thalwegs Reconnectés).

Ce RTR représente donc une combinaison de lignes de thalweg et de chemins préférentiels des écoulements de surface, et permet une nouvelle définition du réseau hydrographique d'un bassin.

Les caractéristiques extraites par l'algorithme NET (morphologie, surface drainée et les paramètres qui sont exposés dans le prochain paragraphe) sont ensuite intégrées à l'ensemble des noeuds et arêtes constituant le RTR afin de les utiliser dans les analyses ultérieures.

III.5. Calcul de paramètres hydro-morphologiques

L'algorithme NET a été conçu non seulement pour caractériser les réseaux hydrographiques selon la méthode présentée précédemment, mais aussi pour extraire des paramètres hydro-morphologiques permettant d'appréhender à la fois la morphologie locale des bassins mais aussi la configuration des réseaux. L'objectif est de comprendre les éventuelles relations qu'entretiennent les réseaux et leurs caractéristiques selon leurs différentes extensions avec les débits mesurés en leur sein. Une typologie hydro-morphologique des réseaux peut ainsi être dégagée et analysée au regard des débits associés.

Le tableau qui suit résume l'ensemble des paramètres extraits par l'algorithme NET. Ils correspondent globalement aux paramètres primaires et secondaires présentés dans la Partie 1 II.2.1.iii).

Qualification	Caractéristiques morphologiques	Caractéristiques Réseaux
	Pente locale	Aire drainée
Primaire	Indice de pente moyenne amont	Distance à l'exutoire (suivant le réseau)
	Indice de pente moyenne aval	
	Ruptures de pente	
	Indice d'encaissement des thalwegs	
	Orientation	
Secondaire		Ordres (Shreve)
		Densité de drainage
		Autres indices (Nb de confluences, de sources, altitude moyenne des sources etc...)

Tableau 6: Paramètres hydro-morphologiques extraits

La méthode d'obtention de chacun de ces paramètres est détaillée dans les parties qui suivent.

III.5.1. La pente locale

La pente locale est calculée pour chaque arête du TIN. Après l'orientation de ces dernières selon le sens de la pente (le nœud source de l'arête est à l'altitude la plus élevée des deux nœuds la constituant), la pente est calculée de la manière suivante :

$$p = \frac{(zA - zB)}{\sqrt{((xA - xB)^2 + (yA - yB)^2)}}$$

Avec :

A : nœud source de l'arête

B : nœud exutoire de l'arête

x,y,z : coordonnées des nœuds

Le calcul de cette pente locale est donc largement dépendant de l'échelle d'étude. En effet, la taille des arêtes va influencer de manière importante la valeur de la pente calculée. En fonction de la résolution utilisée, l'étude va évoluer d'une analyse de la morphologie locale des drains vers une analyse plus globale de la morphologie des versants ou des bassins. La relation entre échelle et résolution est donc ici cruciale dans l'analyse des résultats de calcul de ce paramètre. Une caractérisation multi-échelle est alors indispensable pour une analyse complète de la morphologie des sites.

III.5.2. Indice de pente moyenne amont

Pour chaque nœud du TIN densifié est calculé un indice de pente moyenne amont selon la méthode présentée à la Figure 49. Le TIN sur lequel s'appuient les figures de l'ensemble des paragraphes qui suivent correspond au TIN densifié.

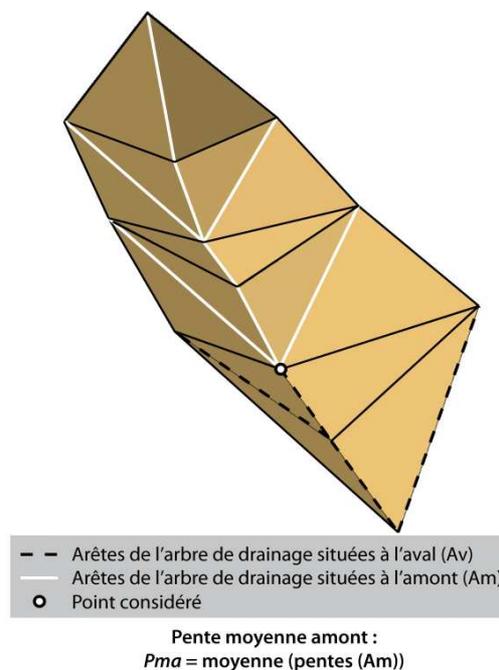


Figure 49: Calcul de l'indice de pente moyenne amont

Dans un premier temps, l'ensemble des arêtes de l'arbre de drainage situées à l'amont de chaque nœud du TIN est récupéré. La moyenne des pentes de ces arêtes est calculée et fournit ainsi un indicateur de la pente moyenne du bassin drainé au niveau de chacun des nœuds du TIN densifié.

Cet indice de pente moyenne amont est également calculé sur le réseau RTR afin de rendre compte de la pente moyenne du réseau potentiel à l'amont de chacun des noeuds du TIN densifié.

III.5.3. Indice de pente moyenne aval

Un indice de pente moyenne aval est calculé pour chaque noeud du TIN densifié de la façon suivante :

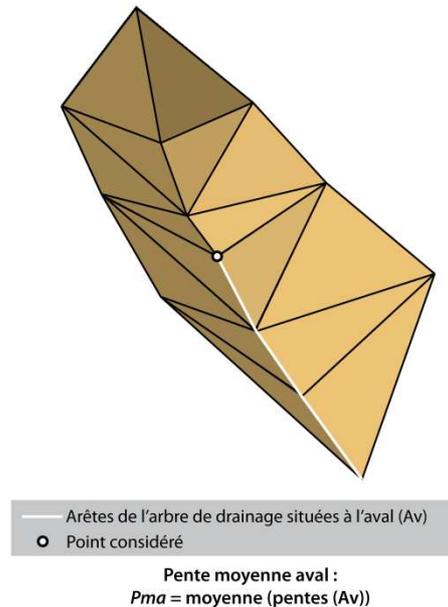


Figure 50: Calcul de l'indice de pente moyenne aval

Pour chaque noeud est récupéré l'ensemble des arêtes de l'arbre de drainage situées à son aval et qui conduisent directement à l'exutoire (les branches latérales de l'arbre de drainage ne sont pas prises en compte, voir Figure 50). La moyenne des pentes de l'ensemble de ces arêtes (Av) est calculée et caractérise chacun des noeuds du TIN densifié.

Le but est ici d'évaluer la pente moyenne d'un écoulement depuis sa naissance jusqu'à son arrivée à l'exutoire.

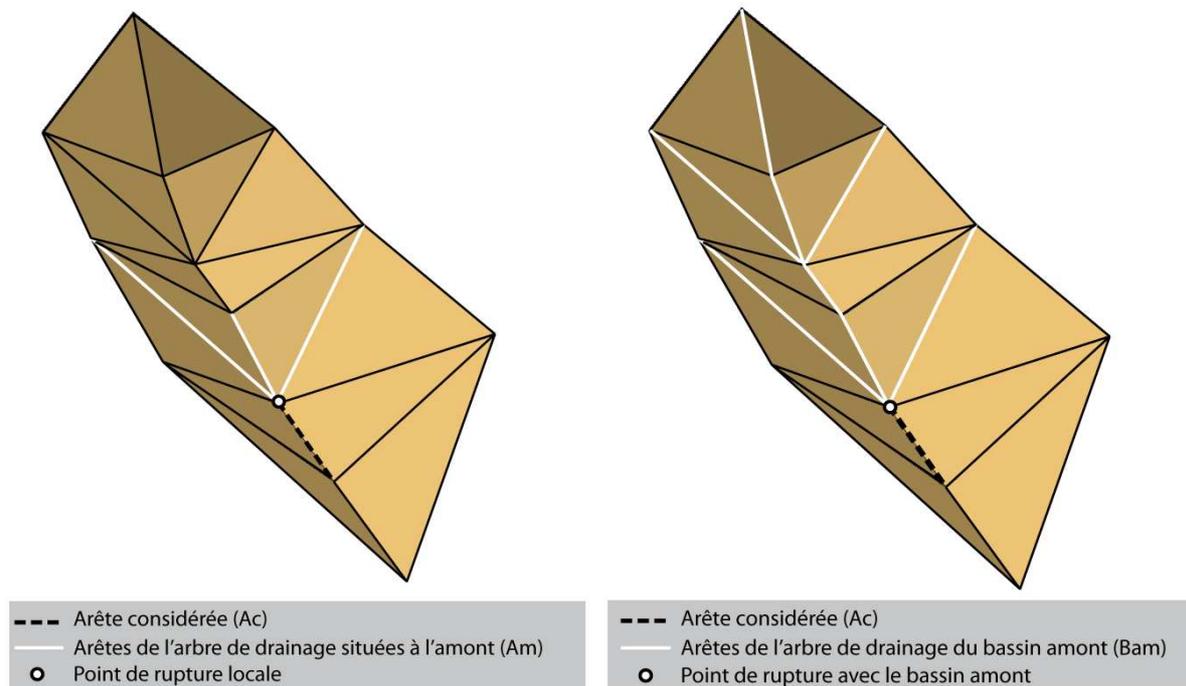
III.5.4. Ruptures de pente

Les pentes et leur évolution au sein des bassins sont au cœur de l'étude morphologique des réponses hydrologiques. En effet, en ce qui concerne la localisation des réseaux, et notamment des zones d'initiation de ceux-ci, la littérature s'accorde sur l'importance de l'évolution de la pente au sein du bassin (Beven et Kirkby, 1979 ; Moore *et al.*, 1991).

Le calcul des indices appelés dans ce travail les « ruptures de pente » est issu à la fois de ce dernier constat et de l'observation des bassins expérimentaux, où les pentes, fortes et variées, soulignent l'hétérogénéité des faciès morphologiques rencontrés. De plus, la présence de nombreux ouvrages anthropiques sur les bassins, créant de véritables ruptures dans les profils topographiques des réseaux et des versants, a poussé ce travail à l'étude de leur influence sur les réponses hydrologiques observées. Outre l'importance de la surface drainée, l'évolution de la pente semble ainsi pouvoir expliquer la convergence ou la divergence des flux en surface comme dans le sous-sol, et les exfiltrations liées à ces mouvements de fluides.

Deux indices de rupture de pente ont été calculés. Le premier, représentant la rupture de pente analysée au niveau local, et le deuxième, représentatif d'une rupture de pente avec le bassin drainé par chacun des noeuds du TIN densifié (voir Figure 51).

Cette analyse multi-échelle permet de distinguer les ruptures de pentes locales, généralement liées au caractère accidenté des versants et pouvant localement influencer les écoulements, des évolutions de la pente moyenne du bassin drainé en chacun des nœuds du TIN, les ruptures les plus marquées apparaissant plus généralement en bas de versant au sein des réseaux principaux.



Pour ces analyses, chacune des arêtes du TIN densifié est analysée séparément.

Pour le calcul de l'indice de rupture de pente locale, les arêtes situées directement à l'amont de l'arête étudiée sont récupérées (Am) (voir Figure 51). La pente maximale de ces arêtes est ensuite comparée à celle de l'arête considérée (Ac). L'indice de rupture de pente local correspond à la différence entre la pente maximale des arêtes amont et la pente de l'arête considérée :

$$RI = \max (\text{pente}(\text{Am})) - \text{pente} (\text{Ac})$$

Il peut avoir un signe positif, indiquant que la pente de l'arête considérée ralentie localement la pente (zone privilégiant *a priori* les exfiltrations), ou bien un signe négatif, indiquant une augmentation de la pente vers l'aval, et donc une zone facilitant à priori les écoulements dans les sols le long du gradient de pente. L'intérêt de rechercher la différence maximale est de localiser les ruptures de pentes les plus marquées, pouvant notamment expliquer une zone locale d'exfiltration.

Pour le calcul de la rupture de pente amont, l'ensemble des arêtes du bassin drainé au nœud source de l'arête considérée est récupéré (Bam). La moyenne de leur pente est ensuite comparée à celle de l'arête considérée (Ac). L'indice de rupture de pente amont correspond au ratio entre la pente moyenne des arêtes du bassin amont et celle de l'arête considérée :

$$\text{Ram} = \text{moyenne} (\text{pente}(\text{Bam})) / \text{pente} (\text{Ac})$$

Proche de 1, cet indice révèle une pente locale correspondant à celle du bassin amont. En dessous, la pente locale augmente par rapport à celle du bassin amont, traduisant une zone d'augmentation de la pente du bassin. Au dessus, l'arête considérée ralentie la pente du bassin drainé, indiquant

généralement une zone de convergence propice à l'exfiltration de ses eaux. L'intérêt est de pouvoir localiser les tronçons des réseaux marquant les plus fortes ruptures de pente avec celle des versants, davantage susceptibles de concentrer leurs écoulements.

III.5.5. Indice d'encaissement local des thalwegs

Le calcul d'un indice d'encaissement a été réalisé pour tenter d'approcher l'influence de l'encaissement local des thalwegs sur la pérennité des drains et sur les débits associés. Pour chaque arête caractérisée en tant que thalweg, le calcul de l'indice d'encaissement est effectué selon le schéma de la Figure 52.

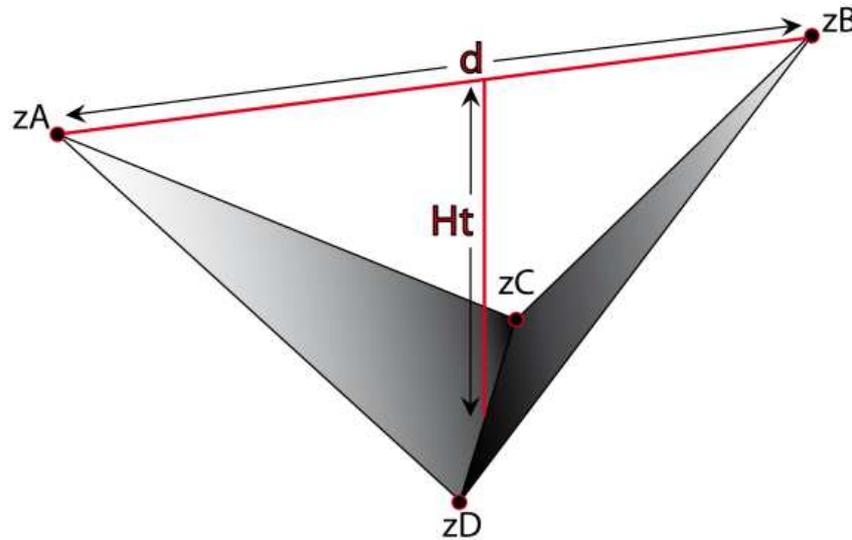


Figure 52: Calcul de l'indice d'encaissement

La largeur (d) représente la distance planimétrique entre les deux sommets du thalweg. La profondeur (Ht) est calculée depuis l'altitude moyenne de l'arête thalweg jusqu'à l'altitude moyenne des deux sommets. L'indice d'encaissement est ensuite calculé à partir de ces deux mesures et permet d'évaluer l'importance de l'encaissement de l'ensemble des arêtes thalwegs du réseau :

$$ie = d / Ht$$

Avec :

$$Ht = ((zA - zB) / 2) - ((zC - zD) / 2)$$

III.5.6. Orientation

L'orientation par rapport au nord est calculée pour chacune des arêtes du TIN densifié (voir Figure 53).

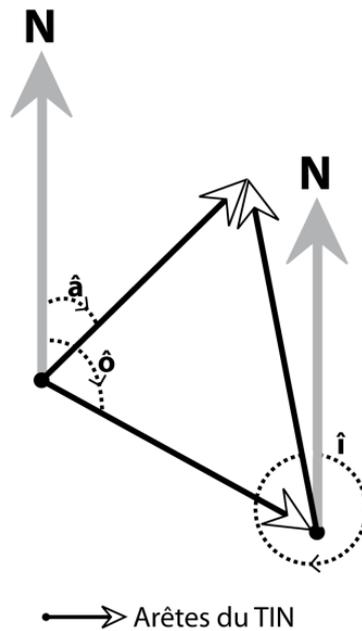


Figure 53: Calcul de l'angle formé par les arêtes par rapport au nord

Elle représente l'angle formé par l'arête considérée avec le nord géographique selon le sens horaire.

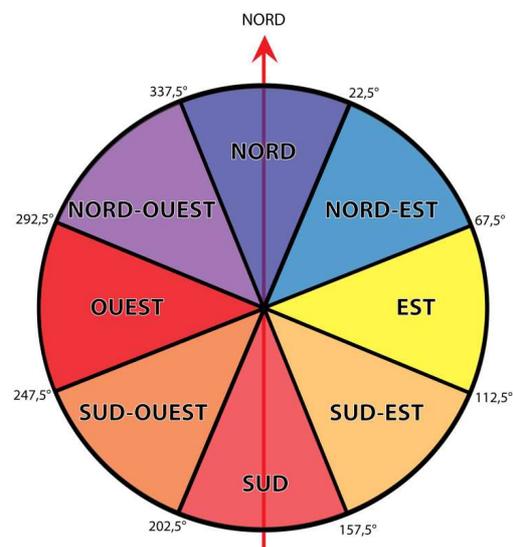


Figure 54: Attribution des orientations en fonction de l'angle par rapport au nord

L'angle calculé sert ensuite à déterminer parmi les 8 orientations (N, NE, E, SE, S, SO, O, NO) celle qui correspond à l'arête considérée selon les intervalles présentés à la Figure 54.

III.5.1. Distance à l'exutoire

Pour chacun des noeuds du TIN densifié est calculée la distance à l'exutoire selon la méthode présentée à la Figure 55.

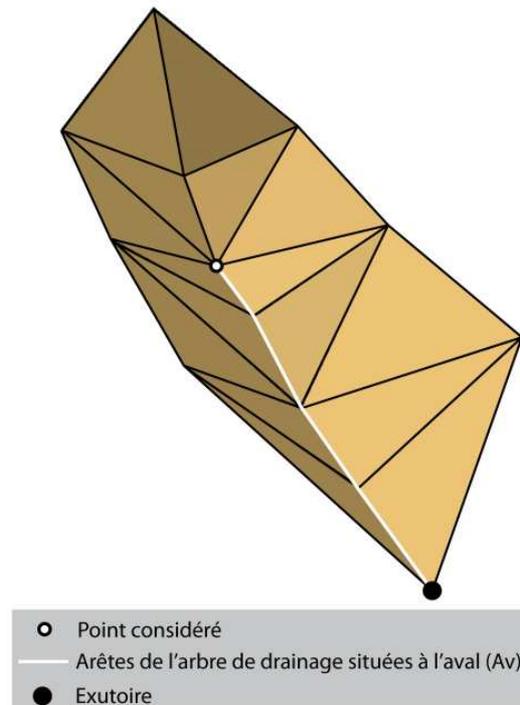


Figure 55: Calcul de la distance à l'exutoire

Pour chaque noeud du TIN densifié est récupéré l'ensemble des arêtes de l'arbre de drainage situées à son aval (Av) et qui conduisent directement à l'exutoire (les branches latérales du réseau de drainage ne sont pas prises en compte, comme pour l'indice de pente moyenne aval). La longueur totale de l'ensemble de ces arêtes est calculée et caractérise la distance à l'exutoire de chacun des noeuds du TIN densifié :

$$D_{\text{exut}} = \text{somme (longueur (Av))}$$

III.5.2. Classification des drains

Pour les réseaux, et en vue d'établir des liens entre morphologie et structure du réseau avec l'hydrologie de surface, il est intéressant de pouvoir les classer selon leur ordre, caractérisant l'ordonnement des confluences d'un réseau hydrographique. Pour cela, l'ordre de Shreve (1966) a été utilisé. Il définit l'ordre des drains de la manière suivante (voir Figure 56):

- chaque drain qui ne possède pas d'affluent est d'ordre 1
- à chaque confluence est additionné l'ordre des drains amont

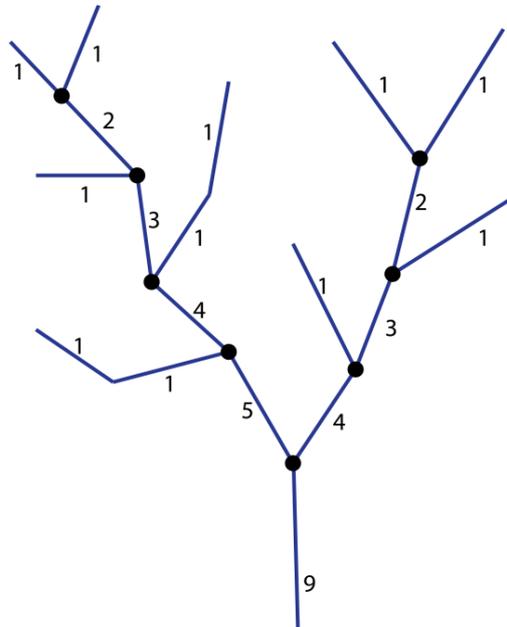


Figure 56: Classification des drains selon Shreve (1967)

Dans le cadre de cette étude, la classification de Shreve semble plus intéressante que celle de Strahler (1957) car elle rend mieux compte de l'ensemble des apports transversaux (même d'ordre 1) à un réseau principal, situation régulièrement rencontrée sur nos bassins. De plus, le cumul des ordres de drainage après chaque confluence amène à une meilleure représentation de l'importance relative des débits observés dans les différents drains. Cette méthode permet en outre de connaître le nombre de sources du réseau car il correspond à l'ordre de Shreve du dernier drain aval (Le Pape, 1998).

III.5.3. Densité de drainage

Pour chacun des noeuds du TIN densifié est ensuite calculé la densité de drainage des réseaux, comme indiqué sur la Figure 57.

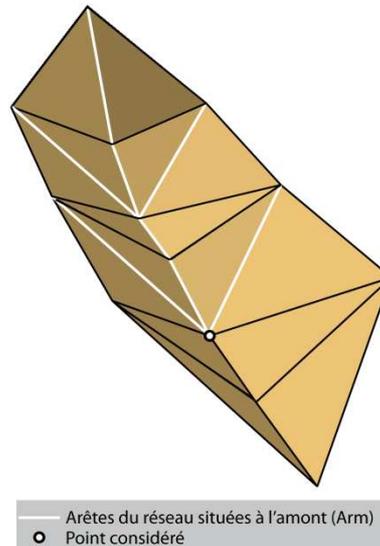


Figure 57: Calcul de la longueur totale du réseau amont et de la densité de drainage

Pour le calcul de la densité de drainage du réseau « potentiel », l'ensemble des arêtes du RTR situées à l'amont du noeud considéré (Ram) est tout d'abord récupéré. La somme totale de leur longueur (Km) est ensuite divisée par la surface drainée (Km²) pour obtenir la densité de drainage :

$$Dd = \text{somme (longueur (Ram))} / \text{surface drainée}$$

La densité de drainage est ainsi exprimée en Km / Km².

La même opération est ensuite appliquée aux réseaux observés en eau pendant les campagnes d'observations de terrain.

Cet indice est particulièrement intéressant pour évaluer l'influence du développement des réseaux sur les débits mesurés.

L'ensemble de ces caractéristiques issues de l'analyse des MNT TIN serviront ensuite à étudier les relations qu'entretiennent morphologie des réseaux et des bassins et dynamiques hydrologiques observées sous épisodes. Ils seront repris dans la Partie 5 de ce document.

III.6. Evaluation des résultats de l'algorithme NET

Dans le but de valider la méthodologie proposée, la finesse d'extraction du réseau hydrographique sera tout d'abord évaluée par comparaison à un réseau de référence.

Ce réseau est obtenu par photo-interprétation d'un MNT TIN issu du LIDAR dont la résolution moyenne est d'environ 1m, contenant 537300 points sur une surface de bassin de 0.66 km². Aidé par le contrôle de l'orientation des ombres, il est possible d'extraire l'ensemble des thalwegs d'un bassin par photo-interprétation. Cette technique permet une détection homogène sur l'ensemble du bassin, contrairement aux travaux de terrain, limités soit par l'accès, soit par le couvert végétal. De fait, le LIDAR, permettant une vision impartiale, homogène et avec une résolution permettant l'extraction des thalwegs les plus fins (de l'ordre du mètre), constitue la référence terrain la plus objective de notre étude. Le réseau de thalweg photo-interprété à partir de cette donnée représente donc le réseau de thalweg de référence de ces travaux et servira à valider l'ensemble des extractions menées sur ce bassin.

En outre, afin de mettre en évidence l'intérêt de l'algorithme NET, les résultats obtenus seront comparés à ceux d'autres algorithmes couramment utilisés dans la littérature.

Différents types d'algorithmes raster ont été utilisés pour la comparaison des résultats. Le premier est l'algorithme D8 (O'Callaghan & Mark, 1984). Malgré les désavantages cités par de nombreux auteurs (Wilson *et al.*, 2008) il est de loin l'algorithme le plus utilisé dans la littérature pour le calcul des aires drainées et l'extraction des réseaux hydrographiques et se montre efficace sur bassins montagneux fortement contrastés ou des phénomènes de dispersion des flux ne sont pas majoritaires. L'algorithme DEMON (Costa-Cabral and Burges, 1994) a été sélectionné pour évaluer l'intérêt d'un algorithme multi-directionnel sur les bassins étudiés. Performant, il a été utilisé dans plusieurs études qui ont montré sa capacité à rendre compte de la divergence des flux. Enfin, l'algorithme D[∞] (Tarboton, 1997) est le troisième algorithme de comparaison. Il a été développé afin de parer aux problèmes posés à la fois par les algorithmes uni et multi-directionnels (voir Partie 1 II.2.2.ii). Largement cité pour son raffinement et ses capacités d'extraction, ce dernier algorithme semble représenter aujourd'hui la méthode la plus intéressante sur structure raster (Wilson *et al.*, 2008).

Pour évaluer les capacités de l'ensemble des algorithmes à extraire un réseau le plus proche possible de la référence, une analyse des drains non détectés et des drains sur-détectés (extraits par l'algorithme mais non présents sur le LIDAR) sera menée sur les résultats de chacun des algorithmes. Deux indices sont ainsi calculés : le False Positive Drain (FPD) et le False Negative Drain (FND). Ils représentent respectivement le pourcentage en longueur des drains sur-détectés et des drains manqués par les algorithmes utilisés (Molly and Steppinski, 2007; Thommeret *et al.*, 2010). Ces indices permettent d'évaluer le déséquilibre dans les différences d'extractions (De) mais aussi de déterminer les différences totales générées (Dt) suivant les formules suivantes :

$$\text{Eq. 1) } D_e = FPD + FND$$

$$\text{Eq.2) } D_t = FPD - FND$$

Les algorithmes utilisés seront donc évalués entre eux sur la base des différences totales générées et des déséquilibres entre ces différences.

Enfin, l'institut Géographique National (IGN[®]) a développé une base de données nationale sur les réseaux hydrographiques, contenue dans la BD Topo[®]. Cette base de données est utilisée par de nombreuses études pour caractériser l'extension et la localisation des réseaux hydrographiques. Le réseau hydrographique issu de la BD Topo[®] sera donc également comparé de la même manière que les résultats des autres algorithmes afin d'évaluer les données réseau de la base nationale et la capacité de l'algorithme NET à la mettre à jour.

Chapitre IV. Caractérisation hydro-morphologique des réseaux hydrographiques potentiels

Dans les paragraphes qui suivent sont présentés les résultats de l'algorithme NET, étape par étape, sur le bassin du Cartaou. L'ensemble des résultats obtenus sur le bassin du Crébadès est présenté à l'Annexe I. L'évaluation de la qualité des extractions de réseau est quant à elle conduite sur les deux bassins pilotes.

Sommaire

IV.1. Les résultats d'extraction de l'algorithme NET.....	119
IV.1.1. Présentation du TIN utilisé.....	119
IV.1.2. L'arbre de drainage du Cartaou	120
IV.1.3. Caractérisation morphologique du bassin du Cartaou	121
IV.1.4. Le réseau de thalwegs reconnectés (RTR) du Cartaou.....	122
IV.2. Evaluation de l'algorithme NET.....	123
IV.3. Comparaison des résultats de l'algorithme NET avec d'autres algorithmes raster.....	126
IV.3.1. Comparaison des MNT utilisés.....	126
IV.3.1.i. MNT raster.....	126
IV.3.1.ii. Comparaison des MNT TIN et MNT raster	127
IV.3.2. Analyse visuelle globale de la cohérence des directions d'écoulement.....	128
IV.3.3. Comparaison des surfaces amont drainées calculées par les différents algorithmes	130
IV.3.4. Comparaison des réseaux extraits	133
IV.3.5. Analyse quantitative des différences au réseau de référence.....	138
IV.4. Conclusion.....	142

IV.1. Les résultats d'extraction de l'algorithme NET

IV.1.1. Présentation du TIN utilisé

Le MNT TIN utilisé sur le bassin du Cartaou correspond à une dégradation de la donnée LIDAR acquis à l'hiver 2009, en utilisant la méthode DH (voir Partie 1 Chapitre II) avec une tolérance verticale de 1m et un nombre de points fixé à 4000, correspondant à une résolution moyenne de 5000 points par km². Il est présenté à la Figure 58 avec une description des caractéristiques du maillage.

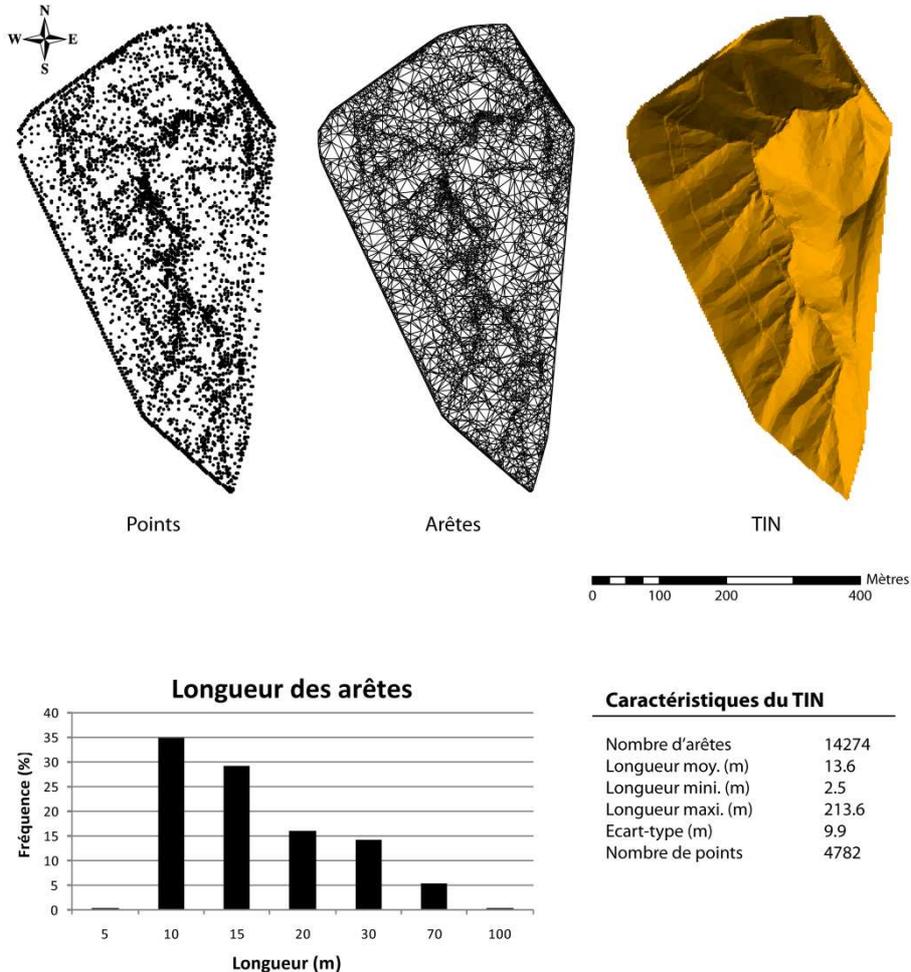


Figure 58: Structure TIN du bassin du Cartaou

Caractéristique d'un TIN, celui créé sur le Cartaou présente une résolution variable, fonction de l'importance de la variabilité altitudinale du site. De cette façon, le TIN contient beaucoup plus de points le long des lignes de thalwegs, mais le long aussi des chemins qui créent des ruptures de pente suffisamment marquées avec les versants alentours. La longueur moyenne des arêtes est d'environ 14 mètres, avec des longueurs allant de 2,5 à 214 mètres. Cette forte variabilité dans les longueurs des arêtes du TIN montre l'importance des contrastes altitudinaux du bassin, avec des zones relativement homogènes, notamment sur les versants, et ne nécessitant pas un grand nombre de points pour les décrire, mais aussi avec des zones accidentées, présentant de grandes variabilités altitudinales, particulièrement le long des thalwegs. Toutefois, pratiquement 65% des arêtes sont comprises dans l'intervalle 10-15 mètres, justifiant la moyenne des longueurs obtenues.

A partir de ce TIN vont être extraits les arbres de drainage, les morphologies locales, le réseau de thalwegs reconnectés et les différentes caractéristiques hydro-morphologiques suivant les méthodes décrites précédemment.

IV.1.2. L'arbre de drainage du Cartaou

La figure suivante présente l'arbre de drainage obtenu sur le bassin du Cartaou.

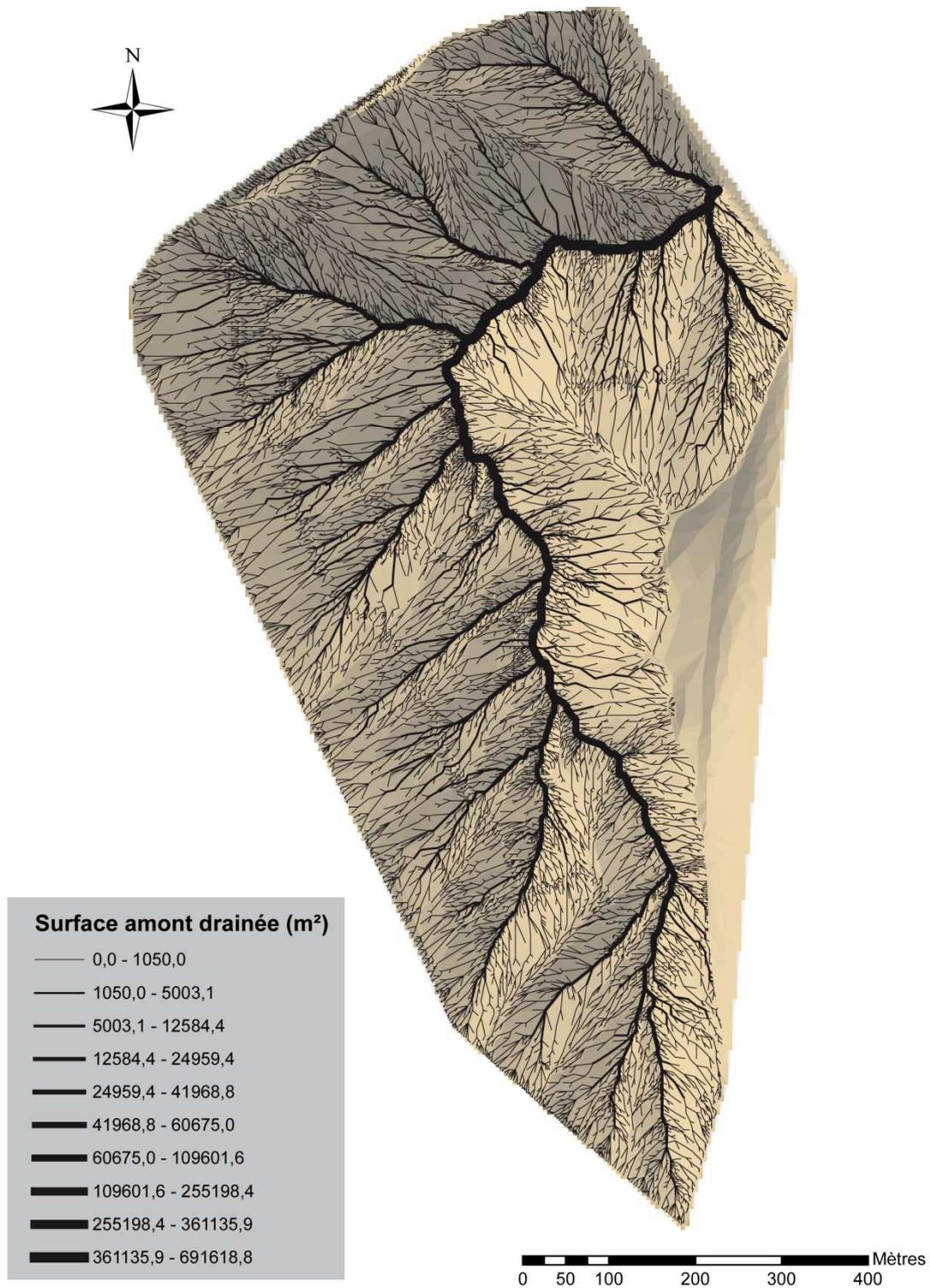


Figure 59: Arbre de drainage obtenu sur le bassin du Cartaou

Cet arbre de drainage représente les directions d'écoulements calculées au niveau de chacun des noeuds du TIN. Il est donc influencé par sa résolution locale. Ainsi, de nombreuses directions d'écoulement sont représentées le long des thalwegs tandis qu'elles sont en nombre plus réduit sur

les versants. Cette irrégularité est révélatrice des formes du relief. Ainsi, les zones au modelé contrasté, dans lesquelles les directions d'écoulements sont fortement imposées par les formes variées du relief, sont plus finement décrites que les zones de versants. Cependant, l'arbre de drainage est établi sur un maillage densifié et permet ainsi d'affiner les directions de flux, notamment sur les versants ou dans les zones les moins accidentées, en fournissant de multiples directions d'écoulements potentielles pour la traversée des facettes triangulaires.

Au regard de cet arbre de drainage et des valeurs de surface drainées calculées, les drains principaux sont correctement révélés, et les plus fortes surfaces drainées sont majoritairement observées le long des thalwegs, lieux de convergence des flux. L'algorithme NET est donc à même de correctement révéler ces zones de convergence.

IV.1.3. Caractérisation morphologique du bassin du Cartaou

Dans le but de limiter l'arbre de drainage à un réseau présentant une morphologie de vallée, une analyse morphologique des arêtes du TIN est nécessaire afin de localiser les arêtes thalwegs. La Figure 60 présente les résultats de cette analyse.

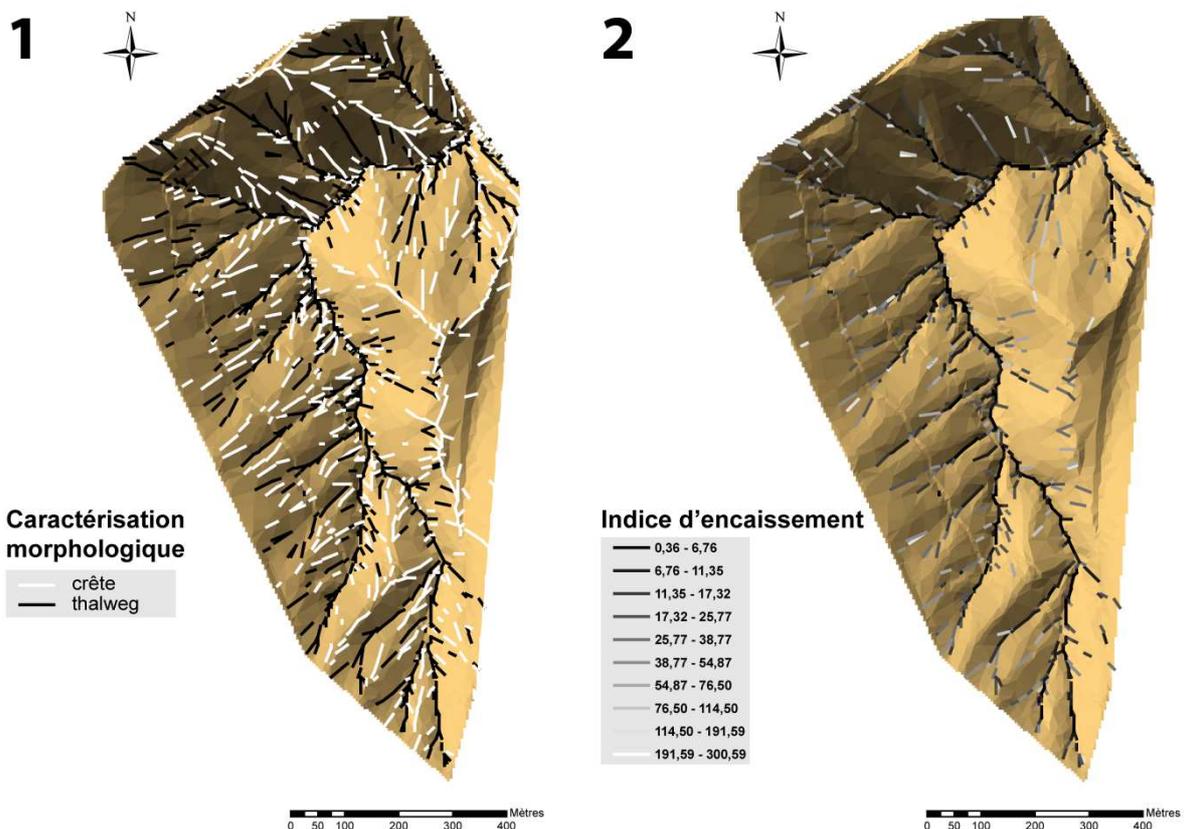


Figure 60: Analyse morphologique des arêtes du TIN sur le bassin du Cartaou

1 : Localisation des crêtes et lignes de thalweg ; 2 : Distribution des indices d'encaissement des thalweg

Comme on peut le voir sur la Figure 60 (1), bien que les lignes de thalweg principales soient correctement détectées et forment un réseau continu, un nombre important de thalwegs isolés est extrait, notamment sur les versants et jusqu'à des altitudes assez élevées, proche des lignes de crête. Cette observation est caractéristique des résultats d'analyses morphologiques sur MNT (Tribe, 1992). La source, la résolution des données altitudinales et les méthodes de création du MNT influençant grandement la précision altitudinale et la préservation des formes du relief, des morphologies de vallées sont ainsi artificiellement créées ponctuellement sur l'ensemble du bassin. D'autre part, certains thalwegs sont artificiellement créés en bordure de bassin, dû à des effets de bords

engendrant des erreurs de représentation de la morphologie locale. Ces problèmes de représentation restent difficiles à contourner. Dans la version actuelle de l'algorithme NET, ces problèmes de bordure, mineurs, n'ont pas été réglés.

On retrouve cependant correctement les drains principaux représentés par des drains « thalwegs » continus. En outre, à ce stade, les thalwegs dont la profondeur n'est pas d'une taille supérieure au « bruit » du TIN ne sont pas éliminés. La validation de ces extractions et l'intérêt de leur intégration au sein de la définition d'un réseau d'extension potentielle maximale doivent donc être confirmés dans la suite de ces travaux.

La cartographie des indices d'encaissement des arêtes thalwegs est présentée en Annexe II.

IV.1.4. Le réseau de thalwegs reconnectés (RTR) du Cartaou

La figure suivante présente le RTR obtenu sur le bassin du Cartaou.

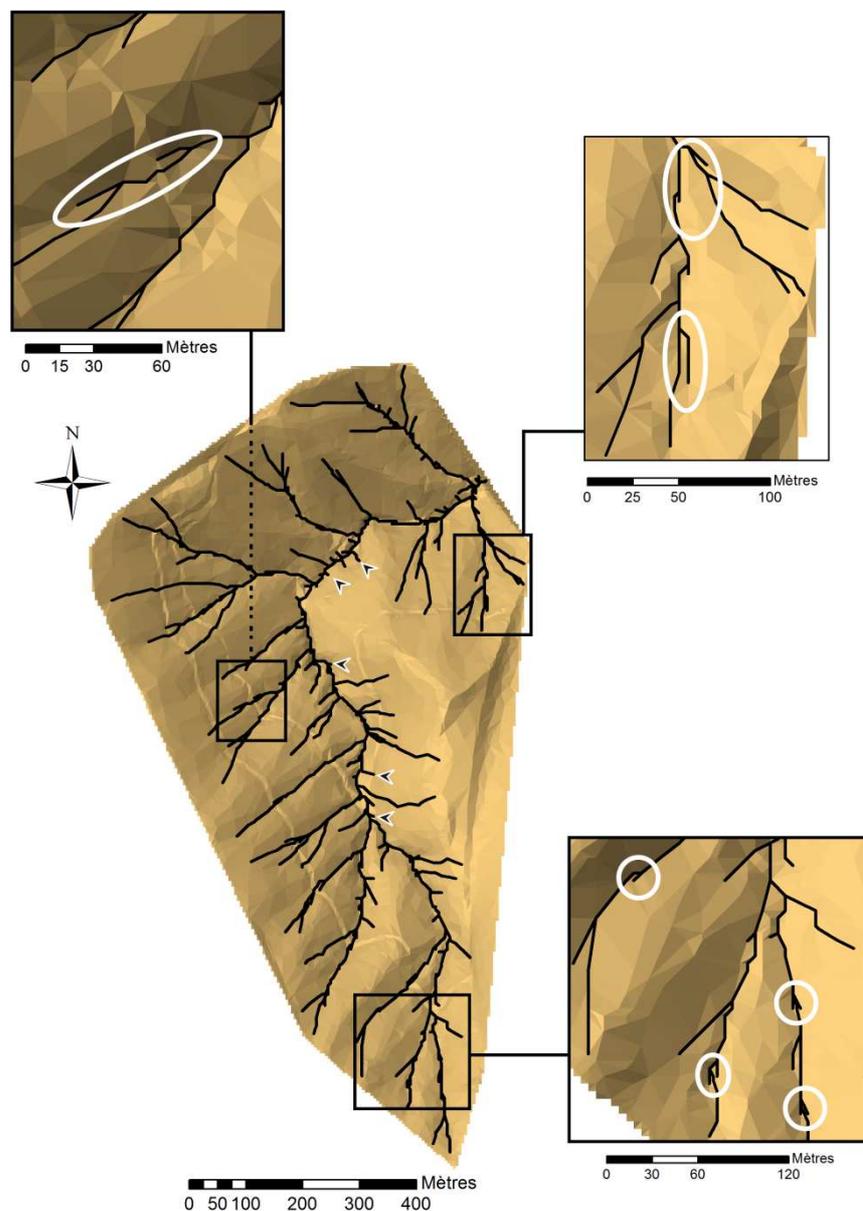


Figure 61: Le Réseau de Thalwegs Reconnectés du bassin du Cartaou

La Figure 61 présente le RTR, réseau correspondant aux arêtes thalwegs discontinues extraites précédemment et reconnectées à l'aide de l'arbre de drainage.

Avant d'aborder l'évaluation de ce réseau par rapport au réseau de référence du bassin, il semble nécessaire de relever plusieurs observations.

Premièrement, il faut noter que le tracé du réseau RTR semble cohérent avec notre connaissance du terrain. Les drains principaux sont correctement représentés et les drains de versants remontent de manière différenciée sur les hauts de versants. Ce résultat souligne l'intérêt d'utiliser des critères morphologiques pour la définition du départ des réseaux en comparaison des méthodes raster pour lesquelles l'initiation des réseaux s'effectue obligatoirement à une même surface drainée sur l'ensemble des bassins. En outre, son tracé est particulièrement fluide et correspond à celui des lignes de thalwegs que l'on devine sur le MNT TIN.

D'un autre côté, certaines imprécisions sont à relever.

Des drains courts, majoritairement localisés le long des lignes de thalwegs principales (voir flèches sur la Figure 61) jalonnent le réseau du bassin. Il semble qu'ils soient sur-représentés.

Ensuite, certains drains sont « doublés », du fait de la présence de deux thalwegs parallèles qui engendrent la création de deux réseaux distincts, dans des zones où il semblerait que le drain soit unique (voir cercles blancs sur la Figure 61).

Ces erreurs de représentation sont liées aux erreurs topographiques contenues dans la structure du MNT et qui sont supérieures à l'écart-type des différences altitudinales générées à la création du TIN. Elles sont donc conservées dans l'extension finale du RTR. Pour limiter ces sur-détections, il faudrait ajuster les valeurs seuils de détection des thalwegs en fonction de la différence d'altitude réellement générée sur chacun des thalwegs traités, ce qui n'est pas traité dans la méthodologie adoptée. De plus, afin de conserver une méthode généralisable ne faisant aucun postulata *a priori* sur la qualité du TIN (en dehors de l'erreur moyenne), et *a posteriori* sur la qualité du réseau extrait, le réseau RTR est conservé comme tel.

Dans les paragraphes qui suivent, l'objectif est d'étudier la cohérence du tracé du réseau RTR par rapport au réseau de référence, afin d'analyser la validité de la méthodologie proposée.

IV.2. Evaluation de l'algorithme NET

Les résultats obtenus avec l'algorithme NET sur les bassins pilotes du Cartaou et du Crébadès sont analysés dans la partie qui suit. Il s'agit de qualifier les potentialités de la méthode proposée à reproduire le tracé de référence des cours d'eau de ces bassins.

La Figure 62 présente le réseau RTR en comparaison du réseau de référence et indique les drains omis et sur-détections par l'algorithme NET. Cette figure permet d'une part de visualiser la méthode de sélection des drains omis et sur-détections, et d'autre part d'analyser plus en détail les écarts de localisation des différents drains, confluences et départ de réseaux en comparaison du réseau de référence.

Il convient de noter que la détermination des drains omis et sur-détections a été réalisée manuellement en raison des difficultés d'application des méthodes automatiques.

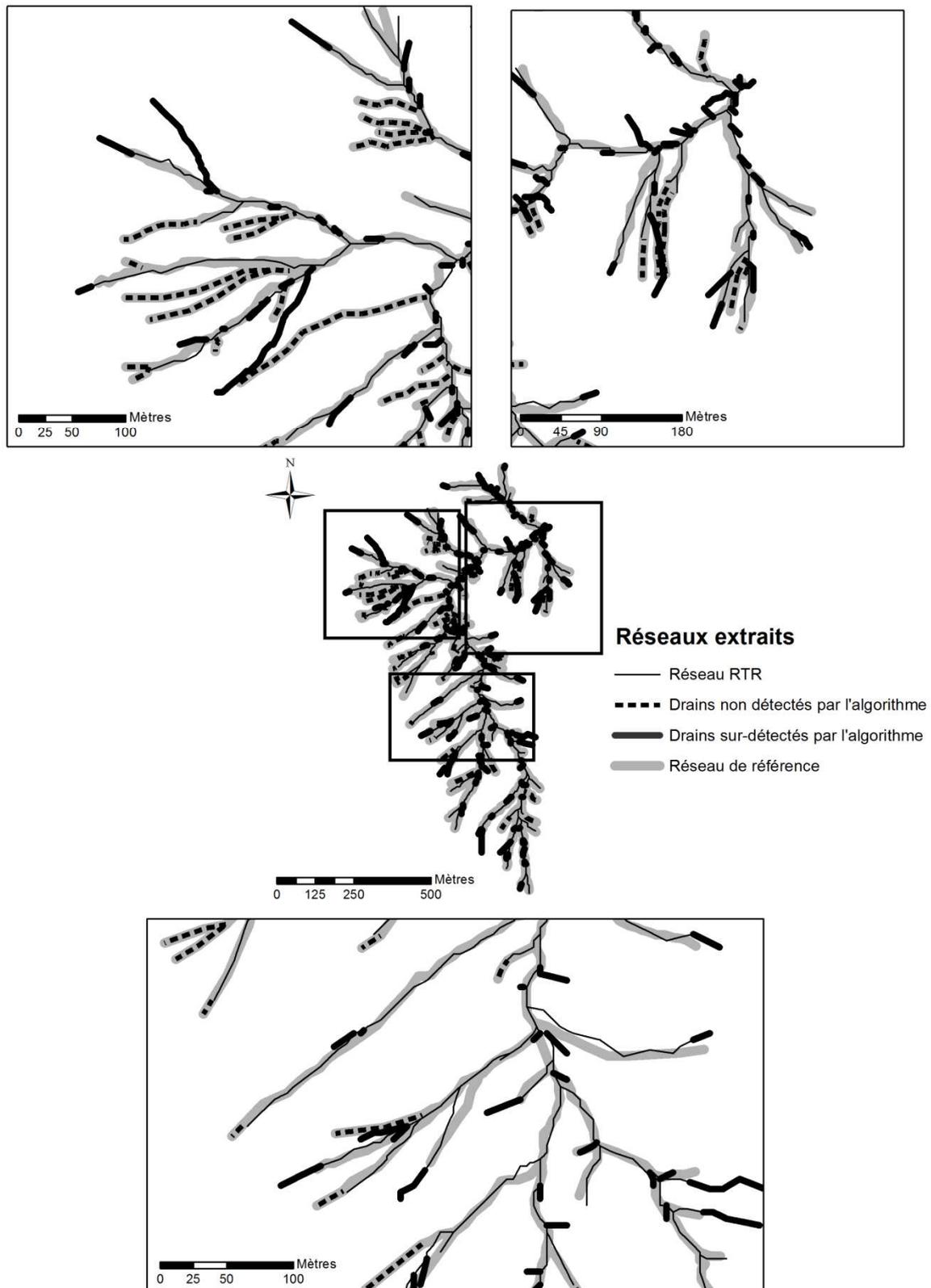


Figure 62: Comparaison du réseau RTR avec le réseau de référence

Comme il est possible de le constater sur cette figure, les drains qui se retrouvent décalés par rapport au réseau de référence, s'ils sont retrouvés dans ce dernier, sont considérés comme correctement extraits. De cette manière, les drains sur-détectés correspondent toujours à des drains supplémentaires et non à des drains mal localisés. C'est donc davantage la topologie du réseau RTR

qui est comparée à celle du réseau de référence. Dans ce cadre, la comparaison des longueurs de drains omis et sur-déTECTés proposée par la méthode de Molly and Steppinski (2007) et Thommeret (Thommeret *et al.*, 2010) (voir III.6) permet de rendre compte de la cohérence topologique du réseau extrait avec celui de référence. Les différences de localisations, des confluences comme des drains, ne sont pas pris en compte dans ces calculs. L'analyse qualitative des directions d'écoulements, du tracé des réseaux et des différences d'extraction permet de compléter l'analyse quantitative des différences d'extraction.

On observe sur la Figure 62 que le tracé du réseau RTR reproduit correctement celui du réseau de référence. En effet, la forme du tracé est particulièrement fidèle à celui du réseau de référence et la localisation des drains et des confluences est largement respectée. Le tracé du réseau RTR est donc cohérent avec celui du réseau de référence.

Des écarts à la référence peuvent toutefois être observés, la majorité se retrouvant concentrée sur la localisation des départs de réseau. Les drains omis et sur-déTECTés sont en effet majoritairement retrouvés sur les hauts de versants, au niveau du départ des drains. En outre, les courts drains perpendiculaires aux drains principaux repérés précédemment sont effectivement sur-déTECTés par l'algorithme.

Le Tableau 7 présente les résultats quantitatifs d'analyse des drains sur-déTECTés et omis par l'algorithme NET en comparaison du réseau de référence. Pour mémoire, l'indice FPD rend compte des drains sur-déTECTés, le FND des drains omis, Dt représente la différence totale à la référence et correspond à la somme des FPD et FND tandis que De représente le déséquilibre des différences à la référence et correspond à la différence entre FPD et FND.

Bassin	L	FPD	FND	Dt	De
Cartaou	10978	25,5	24,1	49,6	1,4
Crébadès	14584	31,4	17,2	48,6	14,2

Tableau 7: Résultat d'extraction de l'algorithme NET: comparaison au réseau de référence

A partir de TIN contenant moins de 1% de la totalité des données du LIDAR (5000 points contre 537000 pour le Cartaou et 4500 points contre 829000 pour le Crébadès), l'algorithme NET est capable d'extraire plus de 50% du réseau de référence sur les deux bassins expérimentaux. Ce résultat montre la forte capacité de l'algorithme NET à reproduire le réseau de référence à partir d'un nombre limité de données altitudinales de base. En outre, avec un écart entre FPD et FND de moins de 2%, l'équilibre entre sur-déTECTION et omission observé sur le bassin du Cartaou vient confirmer la cohérence du réseau RTR par rapport au réseau de référence sur ce bassin. Le bassin du Crébadès présente quant à lui des résultats plus déséquilibrés, avec un écart de 14% entre FPD et FND.

La résolution utilisée sur le Crébadès peut être à l'origine de ce déséquilibre entre FPD et FND. En effet, la tolérance altitudinale entre le LIDAR et le TIN utilisé sur le Crébadès ayant été fixée à 2m (contre 1m sur le Cartaou), le nombre de points utilisé pour la construction du TIN y est réduit. Ceci peut engendrer des déformations locales ou des imprécisions sur la localisation des formes du relief. Ces déformations peuvent conduire à la création de vallées artificielles dont la taille est supérieure à l'écart-type des différences générées à la construction du TIN et qui sont donc conservées pour l'élaboration du réseau RTR. Le Crébadès présentant un terrain encore plus accidenté que celui du Cartaou et la tolérance altitudinale fixée à la création de son TIN étant plus grande, des vallées artefacts d'une profondeur significative y ont été créées en nombre supérieur, faisant directement augmenter la sur-déTECTION sur ce bassin.

La méthode NET, en utilisant les propriétés morphologiques des bassins pour l'extraction des réseaux, semble sensible aux déformations locales contenues dans les TIN.

Dans les paragraphes qui suivent sont comparés les résultats de l'algorithme NET avec ceux d'autres algorithmes de drainage classiquement utilisés dans la littérature et utilisant une structure de MNT raster. L'objectif est d'évaluer l'apport de l'algorithme NET par rapport aux méthodologies existantes sur la détermination des directions d'écoulement sur l'ensemble des zones des bassins étudiés et pour l'extraction d'un réseau hydrographique le plus proche possible du réseau de référence.

IV.3. Comparaison des résultats de l'algorithme NET avec d'autres algorithmes raster

IV.3.1. Comparaison des MNT utilisés

Avant toute extraction, et comme les algorithmes de drainage utilisés pour la comparaison des résultats utilisent une structure raster, il est nécessaire de vérifier que les deux MNT générés (raster et TIN) sont similaires du point de vue de la représentation du relief, afin de s'assurer de la validité des comparaisons.

IV.3.1.i. MNT raster

Tout comme le MNT TIN, le MNT raster a été créé à partir de la donnée LIDAR triangulée, en spécifiant une résolution fixée à 12m pour le bassin du Cartaou et à 14m pour le bassin du Crébadès, afin de respecter les résolutions moyennes des deux TIN (voir Tableau 8). Les tolérances altitudinales sont en effet différentes entre les deux bassins, de 1m pour le Cartaou et de 2m pour le Crébadès. Les MNT raster sont présentés à la Figure 63.

	Cartaou	Crébadès
Nombre de points TIN	4782	4577
Surface (m ²)	691619	920898
Résolution (nb pt/Km ²)	6914	4970
Résolution raster (m)	12	14

Tableau 8: Résolutions des MNT TIN et Raster utilisés

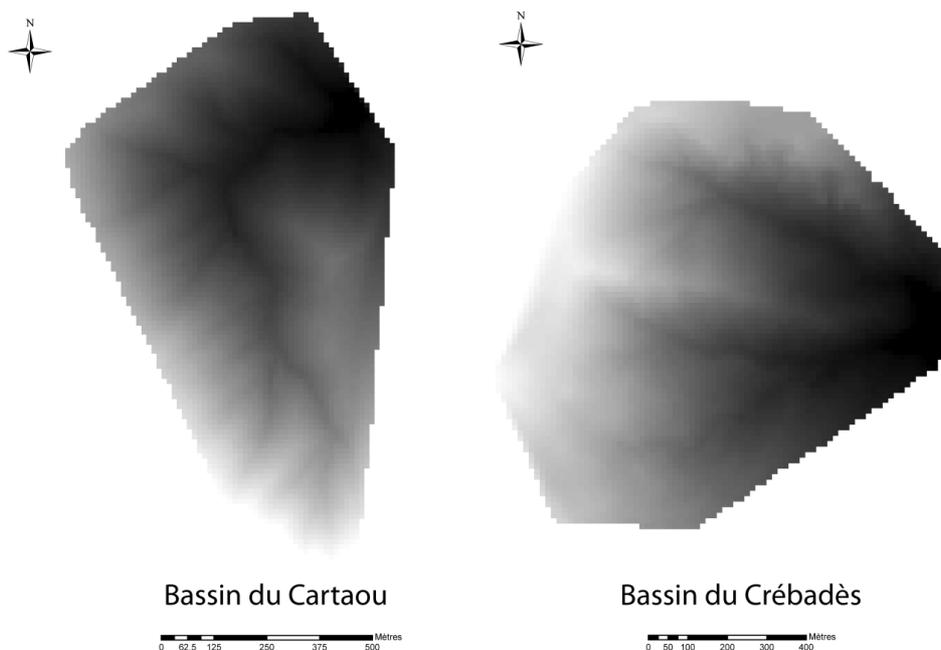


Figure 63: MNT raster sur les bassins du Cartaou et du Crébadès

Les MNT TIN et raster sont quantitativement comparés dans les paragraphes qui suivent.

IV.3.1.ii. Comparaison des MNT TIN et MNT raster

Des différences entre les deux MNT utilisés peuvent affecter le calcul des directions d'écoulement et donc l'extraction des réseaux hydrographiques. Une analyse de la similarité de ces structures est donc menée afin de valider les MNT pour une analyse comparée. Pour cela, à chacun des points du TIN est récupérée sa valeur altitudinale et l'exposition de sa facette. A ces mêmes points, les valeurs de ces mêmes caractéristiques sont récupérées sur le MNT raster. La différence en altitude est calculée et présentée à la Figure 64. Ensuite, une comparaison de la distribution des expositions est présentée à la Figure 65.

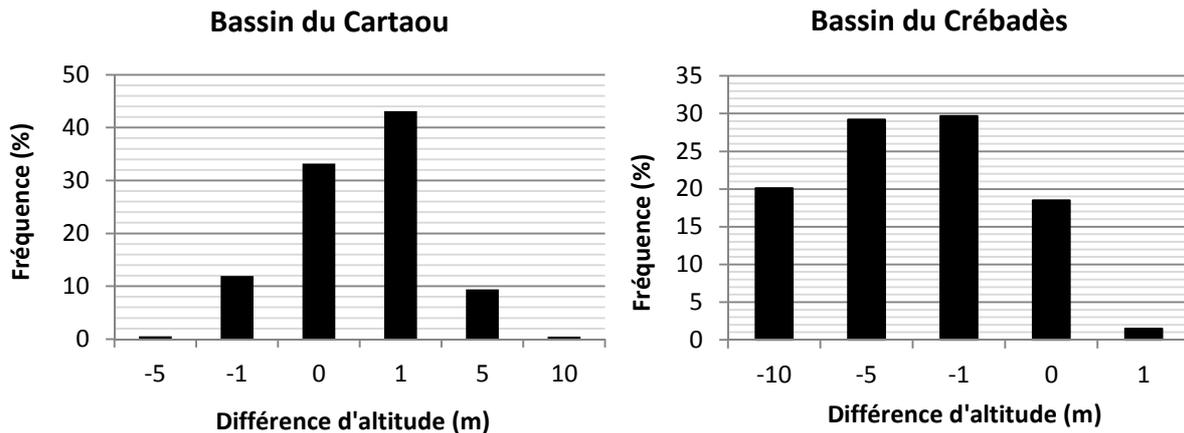


Figure 64: Différences d'altitude entre MNT TIN et MNT raster

Les différences d'altitude entre les deux structures générées restent limitées. Cependant, des différences sont à remarquer entre les deux bassins. Ainsi, pour le bassin du Cartaou, 88% des points présentent des différences comprises entre 0 et 1m. Sur le Crébadès, les différences sont légèrement plus marquées avec 49% des points présentant un écart supérieur à 1m. Cela est dû aux différents seuils de tolérance fixés sur l'erreur totale générée à la création du TIN (1m pour le Cartaou et 2m pour le Crébadès). Ces seuils ont été déterminés de manière empirique, grâce à notre connaissance du terrain, en fonction de la cohérence du modelé généré par rapport à cette réalité.

A l'inverse du Cartaou, le MNT TIN généré sur le Crébadès présente des altitudes globalement plus faibles que sur le MNT raster (76% des différences étant négatives contre 12% pour le Cartaou).

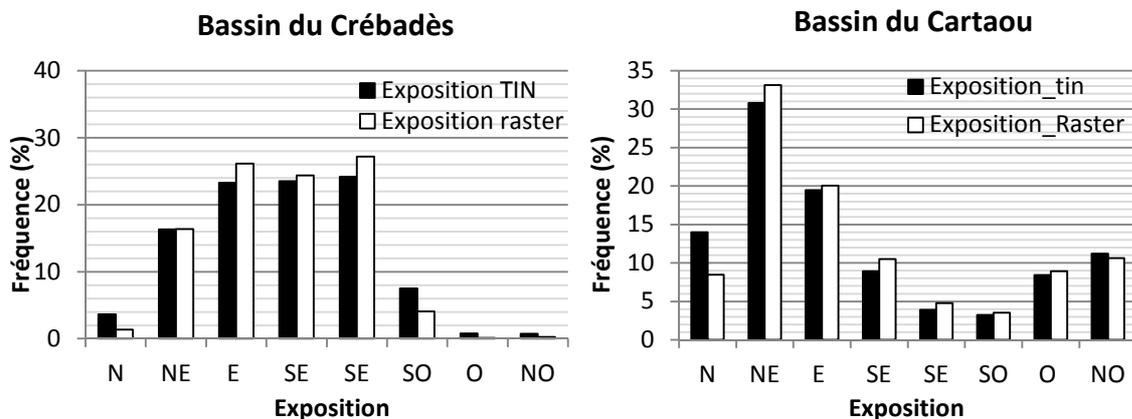


Figure 65: Comparaison des expositions des MNT TIN et raster

L'exposition est une caractéristique essentielle à examiner pour évaluer la cohérence des deux structures. En effet, étant le témoin d'une zone de changement de direction d'écoulement, cette caractéristique doit absolument être préservée pour assurer une bonne représentation des morphologies locales et des écoulements surfaciques (Tribe, 1992).

Les distributions des expositions des deux jeux de données sont cohérentes entre elles. En ce qui concerne le bassin du Cartaou, les différences concernent essentiellement les expositions nord (6% de différence), et dans une moindre mesure les expositions nord-est et sud-est (3%). Pour le bassin du Crébadès, les différences maximales sont plus limitées mais davantage réparties, avec des différences de 4% pour l'exposition sud-ouest, de 3% pour les expositions est et sud-est et de 2% pour les expositions nord.

Au vu des différences sur les altitudes et les expositions, les deux structures de MNT générées semblent cohérentes entre elles et donc comparables, et ceci pour les deux bassins étudiés.

IV.3.2. Analyse visuelle globale de la cohérence des directions d'écoulement

Afin d'évaluer l'apport de la méthodologie adoptée, et notamment de la densification du maillage TIN sur la détermination des directions d'écoulement, une analyse particulière des directions d'écoulement est menée dans cette partie.

Pour ce faire, les directions d'écoulement obtenues avec la méthode D8 (O'Callaghan & Mark, 1984) et celles calculées avec l'algorithme NET sont comparées sur le bassin du Cartaou à la Figure 66, page suivante. Cette figure permet de cette manière d'évaluer la cohérence des tracés des arbres de drainage de ces deux méthodes.

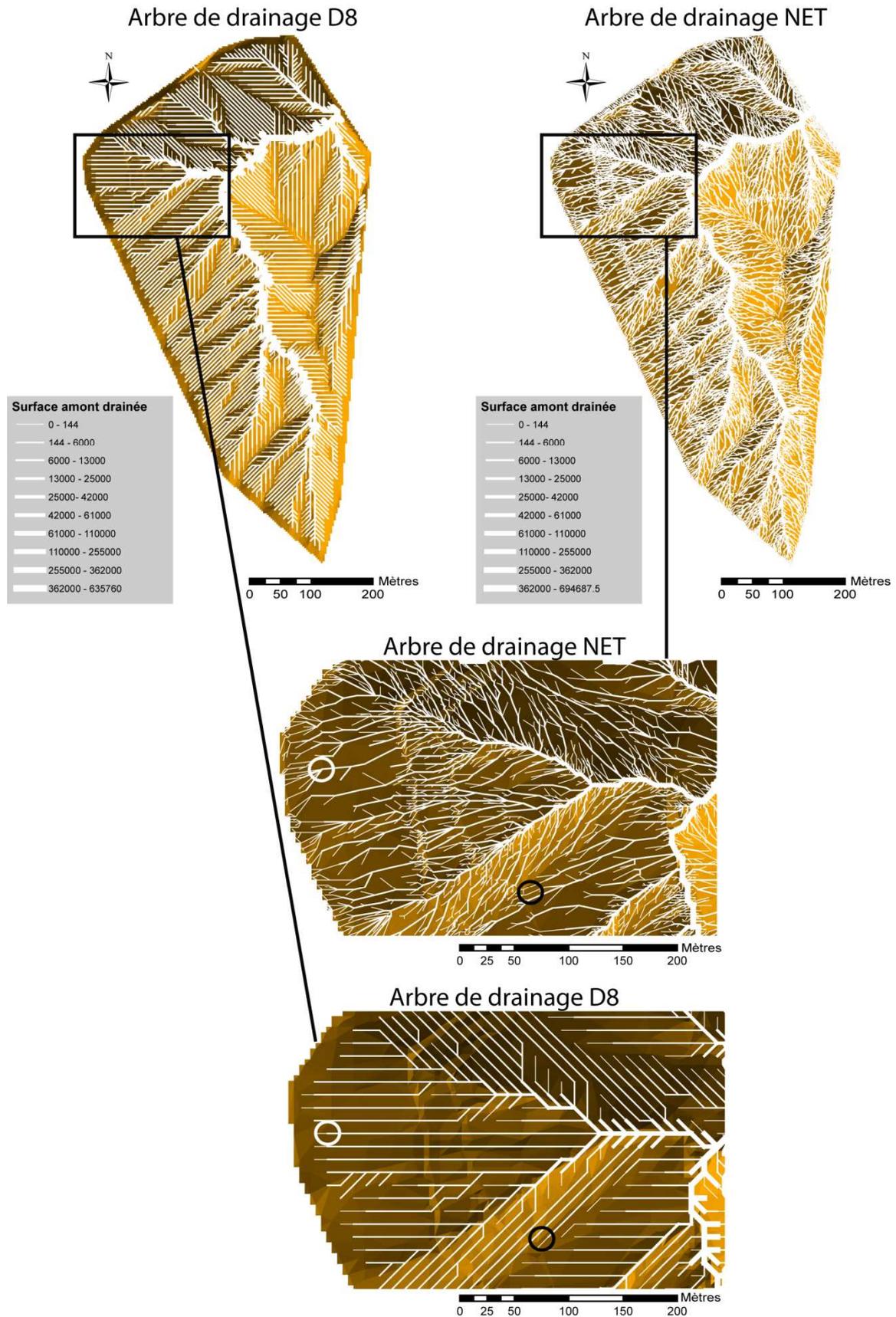


Figure 66: Comparaison des directions de flux des méthodes D8 et NET

Les deux arbres de drainage présentent de fortes différences.

Les résultats de l'algorithme D8 montrent des directions d'écoulements parallèles, particulièrement sur les versants, semblant être éloignées d'une réalité hydrologique et pouvant générer des erreurs dans le calcul de la surface amont drainée. Cette représentation parallèle des flux limite leur répartition au sein du bassin. C'est pourquoi les surfaces drainées calculées par l'algorithme D8 présentent des contrastes très importants entre des drains principaux aux surfaces drainées particulièrement élevées et des écoulements de versants cumulant des surfaces spécialement faibles.

A l'inverse, le tracé de l'arbre de drainage NET est plus fluide. La représentation de la surface amont drainée est davantage continue de l'amont vers l'aval, moins abrupte que sur les résultats D8. En outre, les angles de confluences et la variété des directions d'écoulement semblent permettre un tracé d'écoulements de surface plus proche d'un tracé réel, davantage fidèle au MNT utilisé.

En effet, grâce notamment à la densification du maillage TIN, les surfaces drainées calculées avec l'algorithme NET sont mieux réparties, évitant de brutales et artificielles accumulations tout en permettant une bonne représentation de la concentration des flux au sein des réseaux. Ainsi, les valeurs de surface drainées obtenues avec l'algorithme NET sont plus importantes dans les ravines présentes sur les hauts de versants que sur les résultats de la méthode D8. L'arbre de drainage NET remonte plus haut sur les versants, suit correctement ces ravines et semble mieux rendre compte de la concentration des flux dans ces zones.

Mais les différences les plus importantes sont celles présentées dans les cercles de la Figure 66. Dans ces zones précises, les flux sont soit orientés dans des sous-bassins versants différents (cercles noirs), soit ils ne rejoignent pas le réseau à la même confluence (cercles blancs). Ces différences ont des conséquences très importantes en hydrologie. Le calcul de la surface amont drainée mais aussi la délimitation des sous-bassins versants sont notamment conditionnés par la détermination de ces directions d'écoulement et les résultats de ces deux méthodes seront par conséquent différents. Si ces différences semblent limitées, elles ont des conséquences d'autant plus importantes que le bassin étudié est d'une taille réduite. A cette échelle, de légères différences peuvent avoir d'importantes conséquences sur les résultats d'extraction et de caractérisation hydrologique des réseaux.

Finalement, les directions de flux de l'algorithme NET semblent être plus cohérentes avec la réalité de terrain au regard du modelé utilisé, améliorant le tracé mais aussi l'accumulation des écoulements sur l'ensemble du bassin. Cela semble souligner l'intérêt de l'utilisation d'une structure TIN densifiée pour la caractérisation des écoulements de surface.

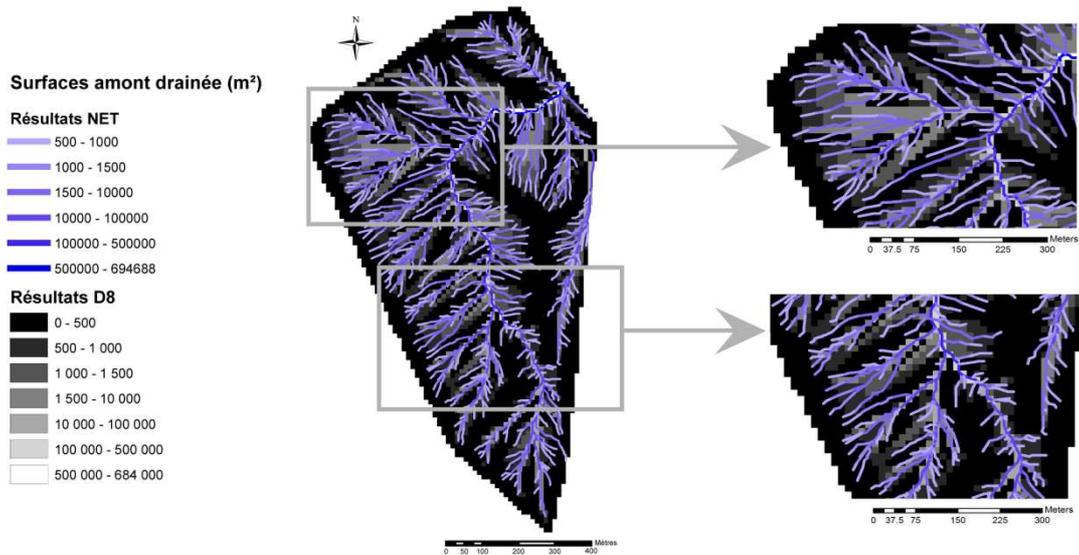
Toutes ces observations sont à confronter à l'évaluation quantitative des différences d'extractions menée au paragraphe IV.3.5.

IV.3.3. Comparaison des surfaces amont drainées calculées par les différents algorithmes

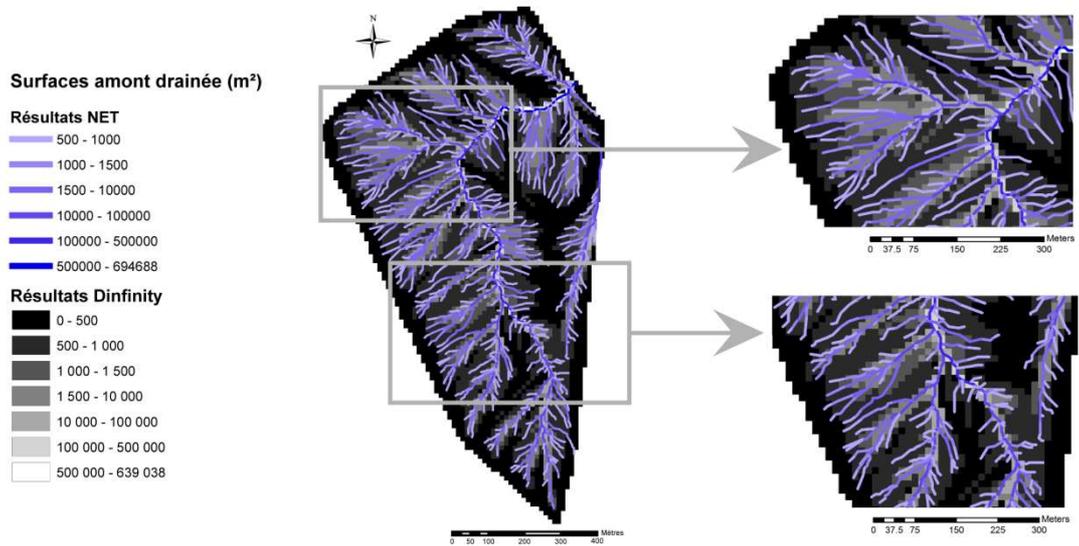
Les résultats du calcul des surfaces amont drainées obtenues avec l'algorithme NET sont ici comparés aux résultats obtenus avec les trois algorithmes raster D8 (O'Callaghan & Mark, 1984), DEMON (Costa-Cabral & Burges, 1994) et D^∞ (Tarboton, 1997).

Afin de comparer leurs résultats, les valeurs de surface drainées calculées par les 4 algorithmes sont extraites sur 5000 points répartis aléatoirement au sein du bassin. Six classes de surface amont drainées ont été créées. La proportion des points drainant une surface comprise dans le même intervalle que celui de l'algorithme NET a été calculée pour chacun des algorithmes raster. La Figure 67 présente les cartographies des surfaces drainées obtenues avec les différents algorithmes tandis que la Figure 68 présente les résultats de comparaison des surfaces amont drainées sur les 5000 points aléatoires.

Surface amont drainée -NET et D8-



Surface amont drainée -NET et Dinfinity-



Surface amont drainée -NET et DEMON-

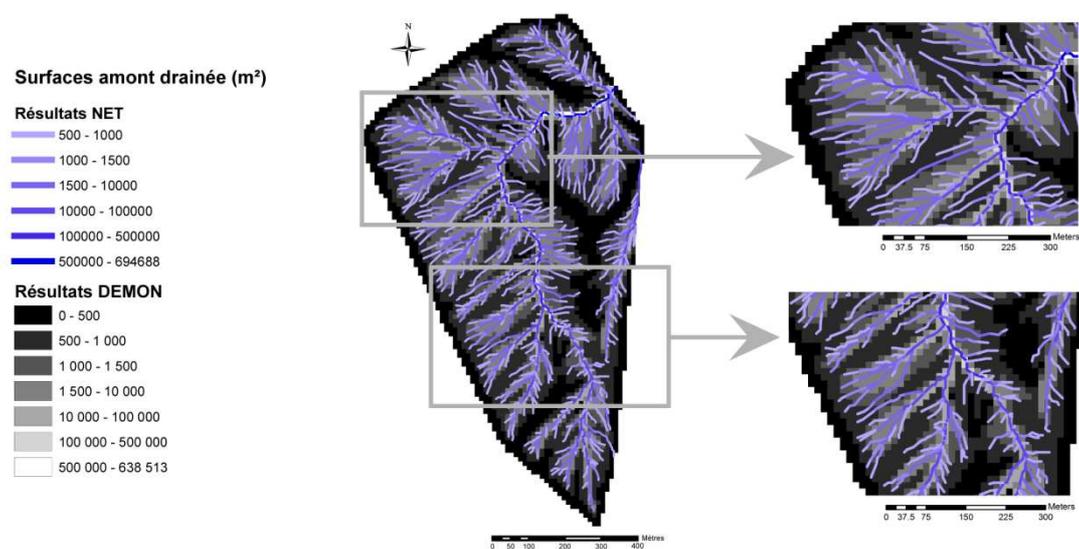


Figure 67: Comparaison des surfaces amont drainées et de leur localisation

Globalement, les surfaces amont drainées des différents algorithmes présentent des motifs similaires. En effet, on observe de bonnes corrélations sur la localisation des départs des zones drainantes et des intervalles de surfaces amont drainées cohérents entre les méthodes. Cette remarque souligne l'homogénéité des calculs entre les différents algorithmes.

Cependant, de légères différences apparaissent après une lecture plus approfondie des résultats. La méthode DEMON présente les aires drainées les plus développées, notamment sur les hauts de versants. Elle fournit les résultats les plus proches de l'algorithme NET, englobant la plus grande partie du réseau NET au sein de ses différents intervalles de surface drainée. L'algorithme D8 présente quant à lui les surfaces drainées les plus restreintes, concentrées dans les zones de convergence. Les résultats de l'algorithme D^∞ , moins contraints que ceux du D8, restent cependant moins développés que ceux de l'algorithme multi-directionnel.

Afin d'obtenir une vision plus précise des différences entre les algorithmes, la proportion des points ayant une surface drainée comprise dans les intervalles de l'algorithme NET sont présentés à la Figure 68.

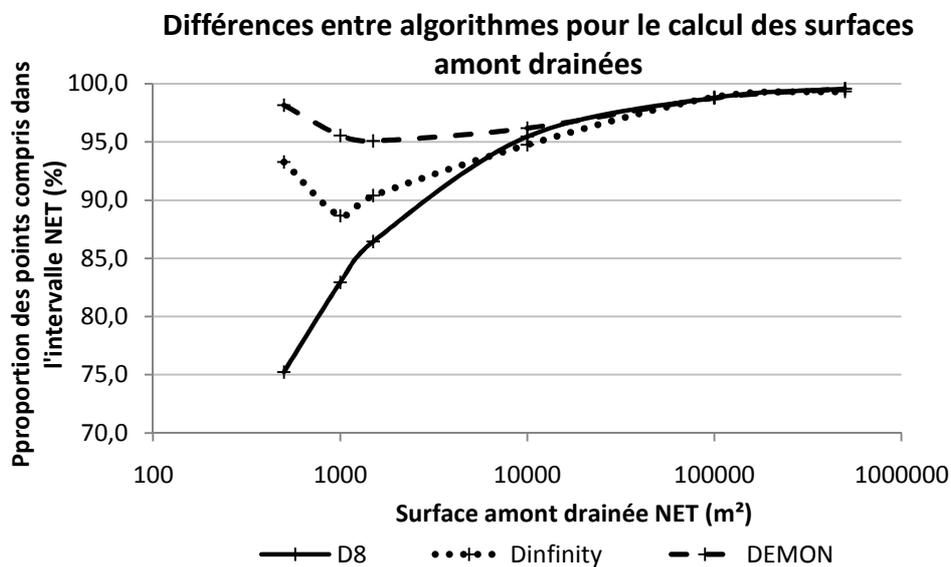


Figure 68: Comparaison des surfaces amont drainées

Au vu de la figure précédente, la concordance des résultats entre les différents algorithmes augmente avec la surface drainée. La plus grande différence avec les résultats de l'algorithme NET concerne la méthode D8 pour une surface drainée de 500m². Cependant, c'est au seuil de 1000m² que l'ensemble des méthodes raster présentent le plus de différences avec l'algorithme NET. Cette surface drainée correspond à des zones de haut de versant. Au contraire, dans les zones aval plus proche de l'exutoire, la concordance entre les méthodes est presque parfaite, depuis 100 000m² jusqu'à 1km².

Deux raisons peuvent être à l'origine de ce constat. Tout d'abord, les structures de MNT étant différentes (TIN et raster), la représentation du modelé surfacique étudié diffère et engendre par conséquent des directions de flux différentes. En outre, les méthodes de détermination des directions d'écoulement diffèrent entre chaque algorithme et vient renforcer les différences sur le calcul des surfaces drainées. Ces différences de calcul ont des conséquences d'autant plus importantes que les surfaces sont limitées, d'autant que les intervalles choisis sont restreints pour les faibles surfaces. Ce choix délibéré a été suivi pour tenter de mettre à jour les différences de calcul des surfaces drainées sur les hauts de versants, notamment pour l'étude de la localisation des têtes de réseau et des déclenchements des écoulements. En outre, sur ce bassin, l'encaissement des vallées devenant globalement de plus en plus marqué à mesure que l'on progresse vers l'aval, leur morphologie est par conséquent proportionnellement de mieux en mieux préservée le long de ce

gradient. Ce mécanisme renforce la convergence croissante des résultats en fonction de la surface drainée.

C'est l'algorithme D8 qui présente les plus grandes disparités avec l'algorithme NET, avec 25% des points en dehors de l'intervalle 0-500m². Cependant, cette différence est réduite à seulement 0,4% pour les plus fortes valeurs de surface drainée. L'algorithme DEMON présente lui les plus fortes corrélations pour l'ensemble des intervalles étudiés, avec une différence maximale de seulement 5% concernant l'intervalle 1000-1500m². Les résultats de l'algorithme D[∞] se situent entre ces deux extrêmes, présentant les plus grandes différences (presque 11%) dans l'intervalle 1000-15000m².

IV.3.4. Comparaison des réseaux extraits

Afin de comparer les résultats des différentes méthodes étudiées, un seuillage sur la surface amont drainée a été appliqué sur l'ensemble des réseaux raster obtenus.

La Figure 69 présente le réseau de référence photo-interprété sur LIDAR, le réseau IGN issu de la base TOPO, le réseau RTR, et les réseaux hydrographiques obtenus avec les différents algorithmes (D8, DEMON et D[∞]) au seuillage de 1000m² et à partir du même MNT raster présenté à la Figure 63.

Ce seuillage, réalisé à 1000m², correspond à la surface amont drainée pour laquelle les plus grandes différences sont observées entre les différentes méthodes (voir Figure 68). La comparaison des extractions réalisées à cette valeur de seuillage doit ainsi révéler les différences majeures entre les résultats des différents algorithmes. Une deuxième valeur de seuillage a ensuite été testée, à 1500m², donc dans une plage de surfaces drainées où les différences tendent à diminuer entre les méthodes. Les réseaux extraits avec un seuillage à 1500m² sont présentés en Annexe III.

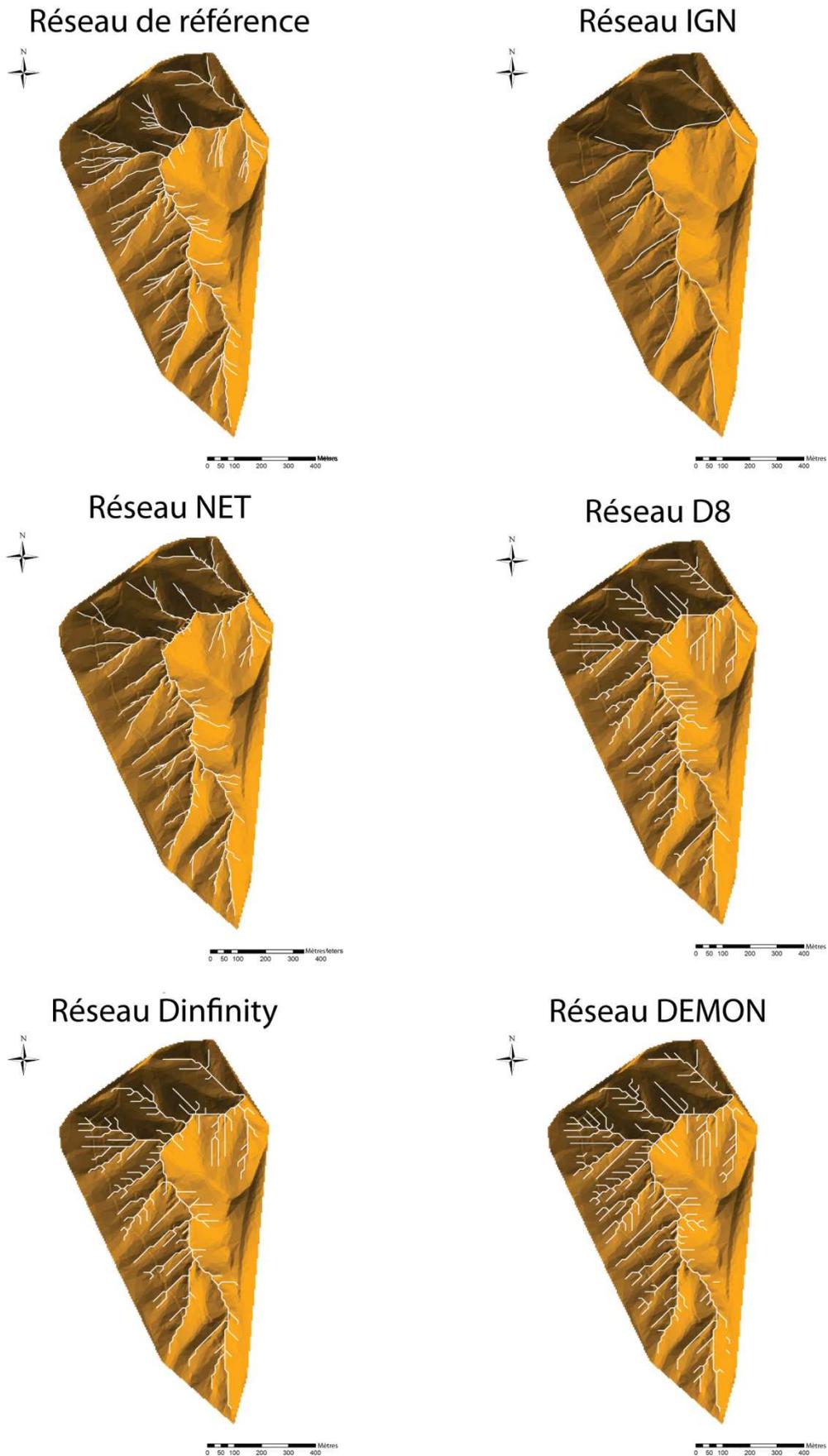


Figure 69: Comparaison des réseaux extraits sur le bassin du Cartau

Les trois algorithmes raster présentent des réseaux parallèles et des angles de confluences limités. Le tracé des réseaux est anguleux et ne correspond pas au tracé naturel de réseaux hydrographiques. Cette critique est classiquement avancée pour les algorithmes raster (Yang *et al.*, 2010; Tribe, 1992; Wilson & Gallant, 2000). Cependant, il est étonnant de remarquer que les réseaux obtenus avec l'algorithme D^∞ , censé affiner les directions de drainage et les calculs de surface drainée, sont globalement similaires aux résultats obtenus avec l'algorithme D8, donnant un réseau globalement très anguleux. Si son réseau semble légèrement plus ramifié que celui du D8, en conséquence des différences de méthodes de détermination des directions d'écoulement, la vectorisation du réseau hydrographique (reliant les pixels drainant une surface supérieure à 1000m²) engendre toujours des angles limités. En effet, les pixels à conserver dans le réseau final sont reliés entre eux par leurs centroïdes, limitant toujours le tracé à des angles multiples de 45°.

Le tracé du RTR est quant à lui beaucoup plus fluide et correspond davantage au tracé de réseaux hydrographiques réels. Les angles des confluences et la morphologie globale du réseau sont en effet beaucoup plus proches de ceux du réseau de référence.

L'algorithme multi-directionnel DEMON donne des résultats similaires aux deux autres algorithmes raster, bien qu'ils soient uni-directionnels. Ce résultat peut être expliqué par le fort encaissement du bassin étudié. Ainsi, les algorithmes multi-directionnel, particulièrement efficaces sur bassins relativement homogènes, pour les directions de flux sur les versants et pour rendre compte de la divergence des flux, ne semblent pas améliorer les résultats des algorithmes uni-directionnels sur des bassins accidentés, où les zones de divergence sont limitées et les flux très influencés par la morphologie locale (Tribe, 1992, Wilson *et al.*, 2008).

Bien que les différences soient limitées en ce qui concerne le tracé des différents réseaux raster, elles le sont davantage sur la localisation des têtes de réseau, sur les niveaux de ramification et les longueurs totales extraites.

Comme on peut l'observer sur la Figure 70, le réseau le plus développé est obtenu avec l'algorithme DEMON, avec un réseau d'une longueur totale de 12,5km, immédiatement suivi par le réseau de l'algorithme NET avec une longueur totale de 11km. Le réseau le plus limité est le réseau IGN de la base de données TOPO, avec une longueur totale de seulement 4km tandis que les algorithmes D8 et D^∞ donnent des réseaux d'une longueur comparable, entre 10 et 11km.

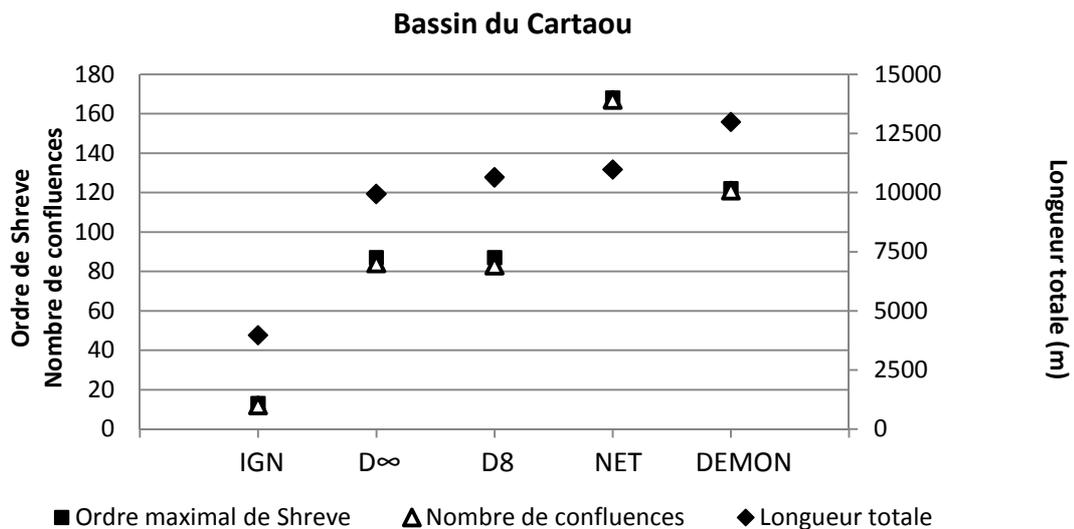


Figure 70: Ordre de Shreve, nombre de confluences et longueur totale des réseaux extraits

Comme le montre la Figure 70, le nombre des confluences et l'ordre de Shreve à l'exutoire sont directement corrélés avec la longueur totale des réseaux extraits. La différence sur les longueurs de réseaux extraits est donc à relier directement avec des différences de ramifications et non avec des

différences liées à l'extension des différents drains, les localisations des départs de réseaux sur les hauts de versants étant globalement similaires entre les méthodes (voir Figure 69). Le réseau RTR présente quant à lui un ordre de Shreve et un nombre de confluences particulièrement élevés en comparaison de sa longueur totale. Cette observation est révélatrice du nombre de drains artefacts présents le long des thalwegs principaux sur ce réseau. La plupart du temps d'ordre 1, ils viennent s'ajouter à l'ordre du thalweg principal sur toute sa longueur, augmentant ainsi artificiellement les valeurs des ordres du réseau principal.

Les différences sur le nombre des confluences et l'ordre de Shreve à l'exutoire révèlent donc les différences majeures observées entre les réseaux extraits. Elles concernent essentiellement le niveau de ramification de ces réseaux, les différences se situant majoritairement sur les hauts de versant en ce qui concerne les méthodes raster, et le long des thalwegs principaux en ce qui concerne la méthode NET.

Comme observé précédemment, les zones de haut de versants concentrent les plus grandes différences à la fois entre les deux structures de modèle utilisées (liés aux effets de bord) mais aussi entre les résultats de calcul des surfaces drainées des différents algorithmes de drainage (voir Figure 68). C'est pourquoi ces zones sont particulièrement intéressantes à étudier ; sensibles aux moindres imprécisions dans les calculs de surface drainée et donc révélatrices des incohérences entre les différents algorithmes, elles sont pourtant essentielles à caractériser pour le déclenchement des écoulements surfaciques en réseau. Le RTR, qui présente des résultats particulièrement conformes au réseau de référence sur ces zones, montre ici sa performance pour l'extraction du réseau hydrographique d'un bassin et la caractérisation des écoulements.

Enfin, la Figure 70 souligne le faible développement du réseau IGN qui semble être limité aux drains principaux, ne prenant pas en compte la grande majorité des apports latéraux. La base de données TOPO semble ainsi trop limitée par rapport aux autres résultats obtenus, mettant en évidence l'apport potentiel de l'utilisation de données spatialisées pour la détermination fine des drains élémentaires des bassins versants.

Au regard du tracé des réseaux, de la localisation des confluences et des angles qu'elles forment, il semble que le réseau le plus proche de la référence soit le réseau RTR issu de l'algorithme NET proposé dans ce travail. Les algorithmes raster, donnant globalement des résultats similaires mais souffrant de réalisme sur le tracé des écoulements, extraient cependant des réseaux plus conformes au réseau de référence que le réseau IGN issu de la base TOPO.

Ce résultat vient souligner l'intérêt de l'utilisation des données altitudinales numériques pour une connaissance plus fine du tracé des réseaux, et notamment de ceux à l'amont des bassins versants, en comparaison des données disponibles dans les bases de données existantes. Cela augure également des grandes potentialités de ces outils pour la modélisation hydrologique.

En outre, ces résultats viennent souligner la qualité des extractions fournies par l'algorithme NET en comparaison des algorithmes raster

La Figure 71 présente une cartographie du réseau D^∞ en comparaison du réseau de référence et indique les drains omis et sur-détectés par cet algorithme. La même cartographie pour les autres algorithmes raster sont reportés en Annexe IV. Le réseau D^∞ présenté est seuillé à la valeur de 1000m^2 .

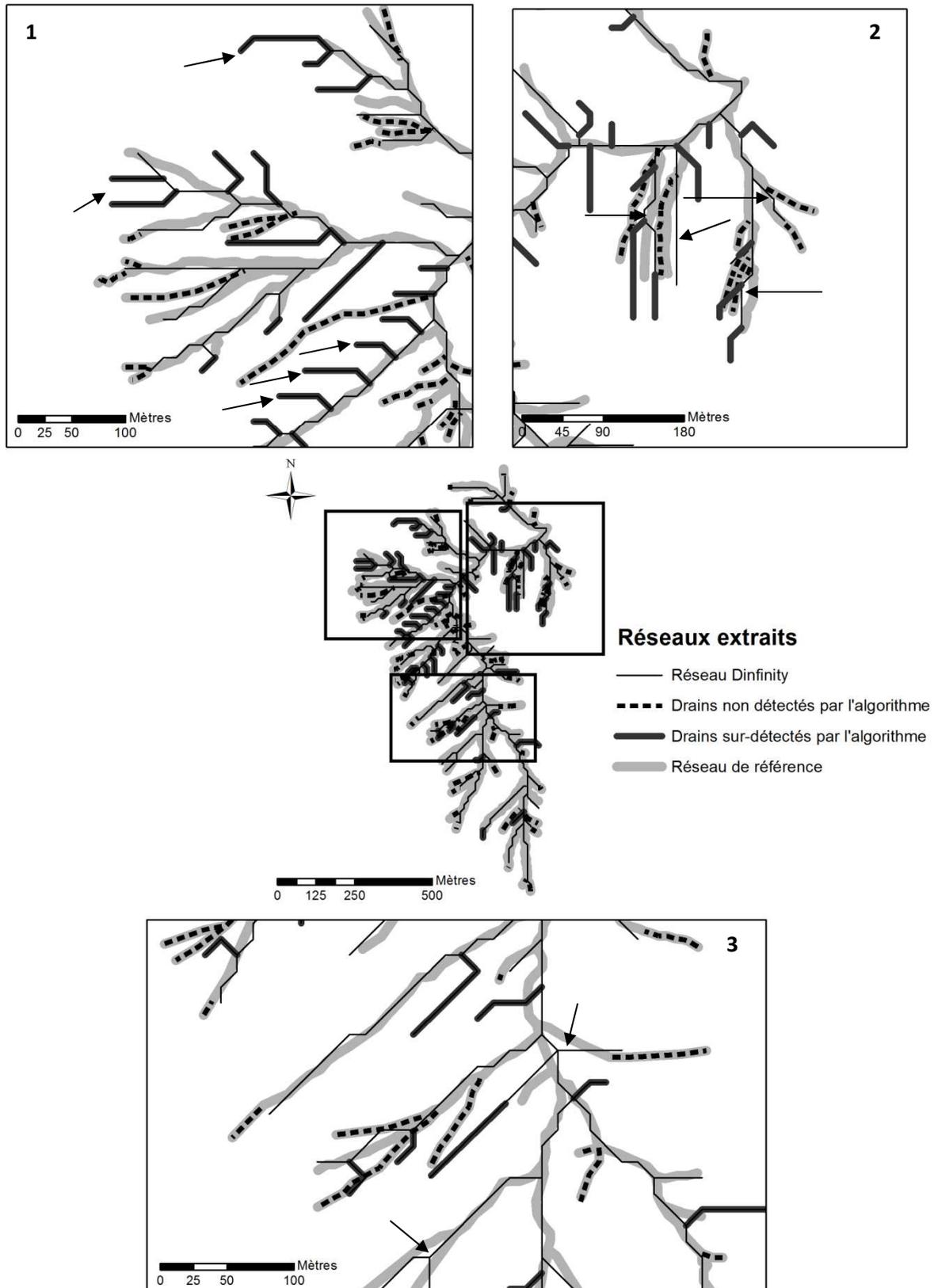


Figure 71: Comparaison du réseau D^∞ avec le réseau de référence

Cette figure met en évidence l'importance des différences de tracés entre le réseau de référence et le réseau D^∞ . La forme du tracé, particulièrement anguleuse, ne correspond pas à la fluidité des lignes du réseau de référence, notamment au niveau des versants. Les drains omis comme sur-

détectés sont majoritairement localisés dans ces zones alors qu'au niveau des thalwegs principaux, le réseau est globalement correctement représenté.

En outre, la localisation des départs des drains de versant est rarement respectée.

Sur la Figure 71 sont repérés les décalages les plus importants du réseau D^∞ avec le réseau de référence. Dans l'encadré 1, les flèches noires mettent en évidence les nombreux drains sur-détectés sur ce versant. Dans l'encadré 2, les flèches pointent la morphologie particulièrement anguleuse des drains extraits par l'algorithme D^∞ . Rectilignes ou coudés, ces drains ne respectent pas la morphologie du tracé du réseau de référence. Enfin, l'encadré 3 soulève le problème du décalage des confluences, particulièrement marqué sur les résultats de l'algorithme D^∞ .

Cette cartographie, qui témoigne des différences de représentation entre le réseau de référence et le réseau de la méthode D^∞ , vient souligner l'efficacité de l'algorithme NET à extraire un réseau le plus proche possible du réseau de référence (voir Figure 62).

Les réseaux des méthodes raster, de l'algorithme NET ainsi que celui issu de la base de données TOPO de l'IGN sont comparés de manière quantitative au réseau de référence dans les paragraphes qui suivent.

IV.3.5. Analyse quantitative des différences au réseau de référence

La Figure 72 représente les valeurs des indices FPD et FND et l'équilibre des différences à la référence des différents réseaux obtenus par les méthodes raster sur le Cartaou, aux valeurs seuils de 1000m² et de 1500m².

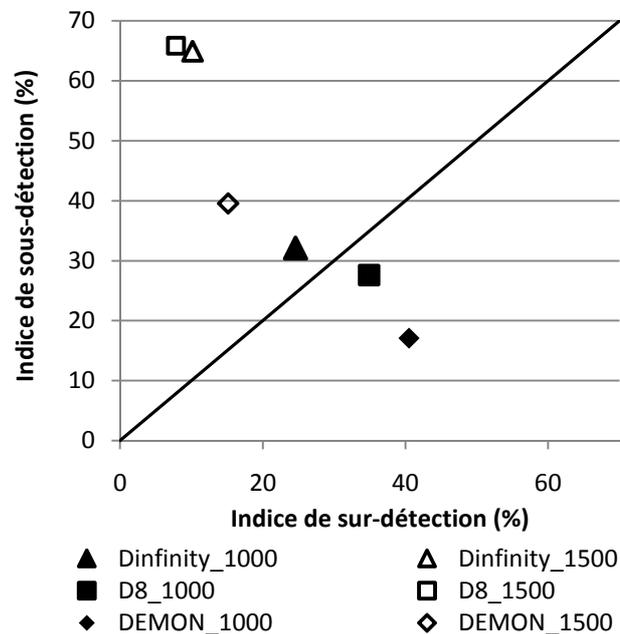


Figure 72: Analyse des différences d'extraction des méthodes raster pour les deux valeurs seuils de 1000m² et 1500m²

Ce graphique met en évidence la pertinence de la valeur seuil de 1000m² pour l'extraction d'un réseau hydrographique proche de la référence par les algorithmes raster. En effet, à 1500m², les méthodes raster omettent une grande partie du réseau de référence, déséquilibrant fortement les résultats d'extraction, les différences totales pouvant atteindre les 75%. A 1000m², les erreurs d'extractions sont équilibrées et limitées à une différence totale de l'ordre de 60%.

Le seuil de 1000m² est donc le seuil le plus adapté à l'extraction des réseaux hydrographiques par les méthodes raster. Un autre seuillage, inférieur à 1000m² ne semble pas nécessaire pour compléter l'analyse. En effet, il est probable qu'un seuil inférieur à 1000m² augmente la sur-détection, qui deviendrait alors nettement plus importante que la sous-détection, déséquilibrant les erreurs d'extraction. L'équilibre étant globalement respecté à 1000m², c'est finalement cette valeur seuil qui est retenue pour la comparaison des réseaux avec la méthode NET.

Le Tableau 9 présente les valeurs des indices FPD et FND, la différence totale (Dt) et l'équilibre entre les sous-détections et les sur-détections (De), déterminés par comparaison avec le réseau de référence, pour les réseaux raster extraits à la valeur seuil de 1000m², pour le réseau RTR, et pour le réseau IGN, sur les deux bassins du Cartaou et du Crébadès.

	Méthodes	L	FPD	FND	Dt	De
Cartaou	IGN	3982	0	174,9	174,9	174,9
	D [∞]	9950	24,6	32,1	56,7	7,5
	D8	10652	34,9	27,6	62,5	7,3
	NET	10978	25,5	24,1	49,6	1,4
	DEMON	12988	40,5	17,1	57,6	23,4
Crébadès	IGN	4771	0	149,9	149,9	149,9
	D [∞]	11984	32,5	28,7	61,3	3,8
	D8	13064	34,5	26,3	60,7	8,2
	NET	14584	31,4	17,2	48,6	14,2
	DEMON	14538	40,1	20,6	60,7	19,6

Tableau 9: Caractéristiques des réseaux extraits

Avec:

L : Longueur totale du réseau extrait ; FPD : False Positive Index ; FND : False Negative Index

Les différences mesurées avec la référence pour chacune des méthodes et pour chacun des bassins (FPD, FND) sont reportées au graphique de la Figure 73 afin de comparer visuellement les résultats entre les méthodes.

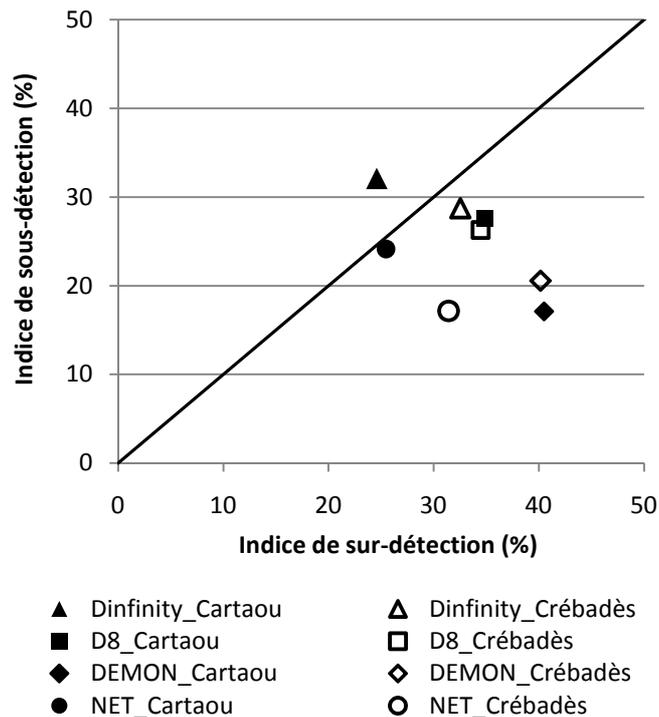


Figure 73: Analyse des différences d'extraction de l'ensemble des méthodes

Les indices calculés pour le réseau IGN ne sont pas représentés sur cette figure car ils révèlent une trop importante sous-estimation du développement du réseau, avec un indice FND proche de 150% et même supérieur (175%) sur le bassin du Crébadès alors qu'il ne présente aucune sur-détection. Ce déséquilibre important révèle une inadéquation du réseau IGN avec celui d'un réseau potentiellement actif, particulièrement à cette échelle de travail. Il semble davantage correspondre à un réseau hydrologiquement actif tout au long de l'année, et drainant une surface beaucoup plus importante. Il ne correspond donc pas à la même définition du réseau que les autres extractions et il a été par conséquent sorti de l'analyse.

Les résultats analysant quantitativement les différences avec le réseau de référence soulignent l'efficacité de l'algorithme NET à extraire le réseau le plus proche de la référence utilisée.

Les différences totales des réseaux extraits par l'algorithme NET sont ainsi les plus limitées (49,6% contre 56,7% pour la méthode D ∞ sur le Cartaou et 48,6% contre 60,7% pour les méthodes DEMON et D8 sur le Crébadès). A titre de comparaison, la méthode D8, qui obtient les moins bons résultats, extrait seulement 37,5% du réseau de référence tandis que l'algorithme D ∞ , en extrayant 43% du réseau de référence, obtient quant à lui les meilleurs résultats des algorithmes raster sur ce bassin.

De plus, toujours sur le Cartaou, l'algorithme NET présente le meilleur équilibre entre sur-détection et sous-détection. Néanmoins, ce résultat est à tempérer avec celui obtenu sur le Crébadès, où les algorithmes D ∞ et D8 donnent des résultats plus équilibrés. A l'inverse, l'algorithme DEMON donne les résultats les plus déséquilibrés, et ceci pour les deux bassins étudiés, avec des écarts de l'ordre de 20% entre les indices FND et FPD. Cette observation est à relier avec le problème de sur-dispersion des méthodes multi-directionnelles. La méthode DEMON extrait ainsi un nombre important de drains ayant une surface drainée sur-évaluée, ayant pour conséquence directe d'augmenter la sur-détection.

Enfin, globalement, il est à noter que les algorithmes à ce seuil surfacique de 1000m² ont tendance à sur-détecter. Seul l'algorithme D ∞ , sur le Cartaou uniquement, omet davantage de drains qu'il n'en détecte en trop.

Pourtant ce seuil a été choisi pour sa pertinence à extraire un réseau proche de la référence (voir Figure 72). L'algorithme D^∞ semble ainsi particulièrement efficace pour limiter la sur-détection de drains à ce seuil surfacique. Le réseau RTR a lui aussi tendance à sur-détecter, probablement en raison de thalwegs artefacts contenus dans la structure TIN.

Au vue de l'ensemble des résultats de comparaisons (qualitatives comme quantitatives) du réseau RTR avec la référence comme avec les réseaux issus des algorithmes raster, la méthodologie employée dans ce travail permet :

- D'extraire un réseau hydrographique correspondant au réseau « potentiel » des bassins dont le tracé est proche de celui du réseau de référence
- D'affiner les directions d'écoulements, et ceci dans toutes les configurations et sur l'ensemble des bassins (versants et thalwegs) par rapport aux méthodes raster existantes
- D'améliorer globalement l'extraction du réseau « potentiel » des bassins en extrayant le réseau le plus proche de celui de référence en comparaison des méthodes raster employées

L'algorithme NET, maintenant validé, servira à qualifier la morphologie des réseaux et des bassins pour l'étude de l'origine morphologique des réponses hydrologiques menée dans la Partie 5 de ce document.

IV.4. Conclusion

L'analyse des erreurs d'extraction montre la performance de la méthodologie proposée appliquée à une structure TIN pour l'extraction de réseaux hydrographiques à partir d'une quantité limitée de données altitudinales. A l'échelle d'un bassin de l'ordre du Km², l'algorithme NET, extrayant un Réseau de Thalweg Reconnectés, est le plus adapté à l'extraction de l'ensemble de son réseau hydrographique. Sous l'hypothèse qu'un réseau hydrologiquement actif peut être au maximum aussi étendu que son réseau de thalweg, l'algorithme proposé est ainsi le plus à même d'extraire le réseau d'extension maximale potentiellement actif sous épisode pluvieux.

De plus, grâce à l'utilisation d'une structure TIN et d'une densification de son maillage, l'algorithme proposé permet d'affiner les directions de drainage et les calculs de surface amont drainées, d'obtenir un tracé plus fluide et davantage cohérent avec le tracé des cours d'eau de référence. Cette observation, vérifiée sur les bassins étudiés, doit encore être confirmée à des échelles plus importantes.

L'algorithme NET tire avantages de la combinaison des méthodes d'analyses morphologiques et de directions d'écoulement. Le réseau RTR extrait est en effet un réseau de thalwegs, de tailles significativement supérieures aux erreurs générées à la création des TIN, reconnectés entre eux par le réseau de drainage qui représente le chemin préférentiel des écoulements de surface. L'approche adoptée, dont l'objectif est de contraindre le réseau de drainage à un réseau structuré par des lignes de thalwegs, permet d'extraire ce qui est considéré dans ce travail comme l'extension maximale potentielle du réseau en eau d'un bassin.

Le RTR est donc une définition intéressante du réseau hydrographique d'un bassin puisqu'il est capable de correctement représenter le réseau maximal potentiellement actif en cas d'épisode pluvieux, en admettant qu'un thalweg est une zone de concentration des écoulements pouvant potentiellement générer un écoulement de surface, pour autant que l'information altitudinale soit suffisamment révélatrice de la réalité du terrain étudié. Grâce aux indices hydro-morphologiques extraits, une caractérisation des réseaux actifs sous différents épisodes est possible, dans le but de dégager une typologie des réseaux pouvant aider à la compréhension des processus hydrologiques des bassins.

RESUME

L'algorithme NET proposé dans ce travail est capable d'extraire les réseaux hydrographiques d'un bassin en combinant les méthodes d'analyses de directions d'écoulements et de caractérisation morphologique. Cette approche, proposée par Tribe (1992) et Thommeret (2010), permettant de contraindre le réseau de drainage à un réseau structuré par des lignes de thalwegs est appliquée sur une structure de MNT TIN.

Les résultats montrent que cette méthodologie appliquée sur une structure TIN permet d'extraire le réseau hydrographique le plus proche de la référence utilisée en comparaison d'algorithmes raster couramment utilisés (D8 (O'Callaghan & Mark, 1984), DEMON (Costa-Cabral & Burges, 1994), D^∞ (Tarboton, 1997)). En minimisant les erreurs totales d'extraction et les déséquilibres entre sur-détection et omissions, l'algorithme NET est le plus à même d'extraire l'extension maximale du réseau hydrographique potentiellement en eau, sous l'hypothèse que ce réseau potentiel est limité par le réseau de thalweg des bassins : le Réseau de Thalwegs Reconnectés (RTR).

En outre, la méthodologie adoptée permet de s'affranchir de la détermination de seuils pour l'extraction des réseaux. En utilisant le maximum des informations topographiques contenues dans les TIN, à leur erreur près, l'intégralité des thalwegs extraits est ensuite reconnectée suivant le réseau de drainage. En évitant les déconnexions, le RTR représente ainsi l'extension maximum du réseau hydrographique structuré par des lignes de thalwegs.

Grâce à l'extraction de paramètres hydro-morphologiques, il est possible de caractériser les réseaux hydrologiquement actifs à travers une série d'épisodes, d'étudier les relations qu'entretiennent ces paramètres avec l'hydrologie de surface du bassin et de tenter de caractériser les zones de départs des écoulements, sujet de discussion en hydrologie de bassin (Martz, 1995).

PARTIE 4 :

Etude du drain réel

Il s'agit dans cette partie de présenter les observations réalisées sur le terrain pendant l'ensemble de la période d'observation de ce travail. Le réseau « réel », c'est-à-dire l'ensemble des drains mis en eau sur l'ensemble des campagnes terrain, est ainsi décrit de manière à révéler les variations spatio-temporelles des différentes réponses hydrologiques suivies.

Dans un premier chapitre est décrit le contexte hydrologique des bassins expérimentaux étudiés tout au long de ce travail. Ensuite, le dispositif de suivi des dynamiques de mise en charge du réseau hydrographique de chaque bassin pilote sera exposé. Pour cela, l'ensemble de l'instrumentation en place sur les bassins, ses caractéristiques, son utilisation, ses limites et sa localisation seront d'abord présentés avant d'aborder le protocole de mesures et d'observations *in situ* sous épisode. Les méthodes d'analyses de ces données seront enfin exposées.

Dans un deuxième chapitre seront présentés les résultats des campagnes de terrain. Les extensions de réseau sous différents épisodes pluvieux, leurs dynamiques de mises en eau ainsi que les mesures de débits spatialisées seront exposées et analysées pour tenter de décrire le fonctionnement hydrologique des bassins expérimentaux.

Chapitre V. Contexte des sites pilotes, instrumentation et mesures in situ	146
Chapitre VI. Caractérisation de la réponse hydrologique des bassins pilotes	167

Chapitre V. Contexte des sites pilotes, instrumentation et mesures in situ

Dans ce chapitre seront exposés dans un premier temps les contextes géographiques et hydrologiques du Gardon d'Anduze et du bassin pilote du Cartaou. Dans un deuxième temps sont présentés les instruments de mesures déployés sur les bassins ainsi que les méthodes de suivi des épisodes pluvieux.

Sommaire

V.1. Contexte hydrologique des bassins étudiés.....	148
V.1.1. Le Gardon d'Anduze	148
V.1.2. Un bassin soumis à des crues à cinétique rapide.....	150
V.1.3. Les bassins expérimentaux.....	154
V.1.3.i. Régime pluviométrique du bassin du Valescure.....	156
V.2. Instrumentation spatialisée et emboîtée.....	157
V.2.1. Les stations limnimétriques.....	158
V.2.2. Les capteurs capacitifs.....	161
V.2.3. Les échelles à maximum.....	164
V.3. Observations et jaugeages sous épisodes pluvieux	165

V.1. Contexte hydrologique des bassins étudiés

V.1.1. Le Gardon d'Anduze

Le bassin du Gardon d'Anduze est situé dans la partie nord-ouest du département du Gard (voir Figure 74). Au sein de ce bassin, deux sous bassins expérimentaux, sur les communes de Tourgueille et de Peyrolles (représentés sur la Figure 74), sont étudiés spécifiquement et instrumentés. Le bassin du Cartaou sur Peyrolles et le bassin du Crébadès sur Tourgueille ont ainsi fait l'objet de campagnes de terrain et de mesures. Leurs caractéristiques sont présentés par la suite (voir V.1.3).

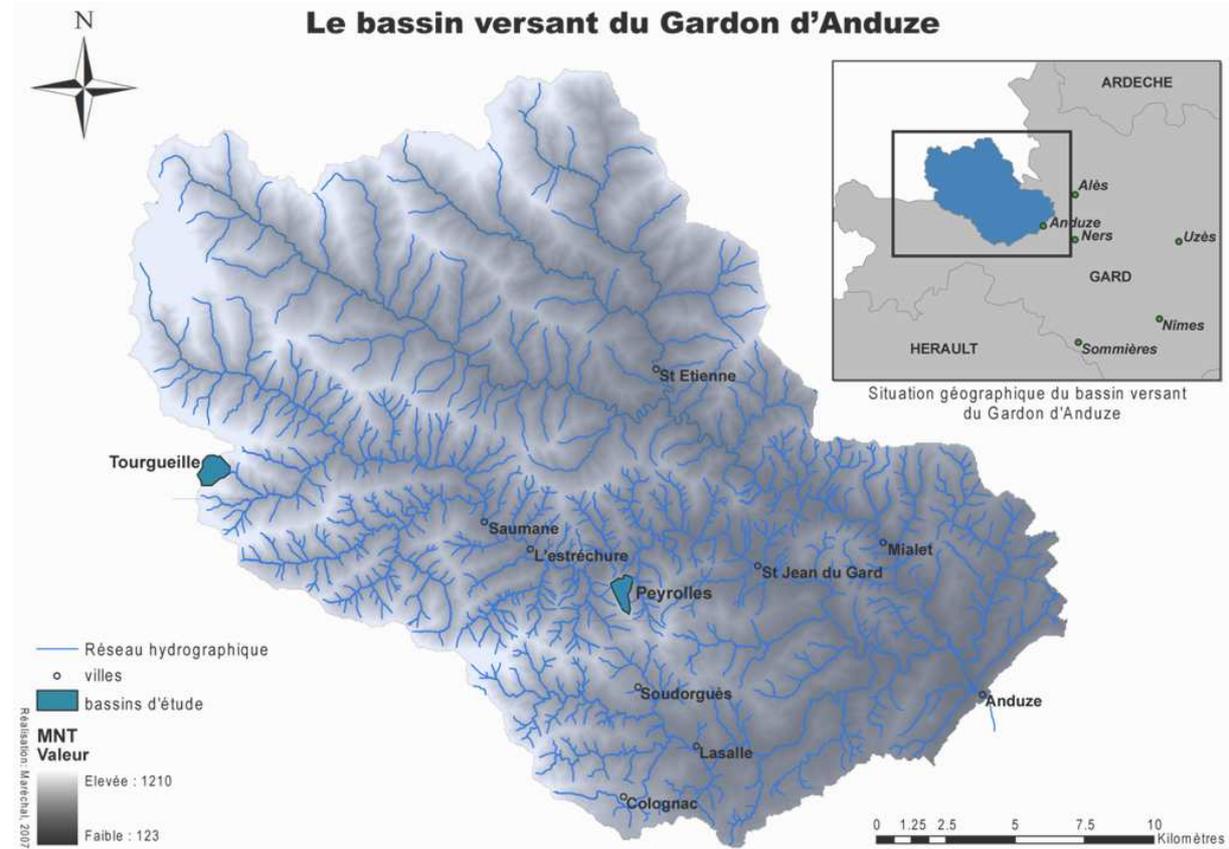


Figure 74: Présentation du bassin versant du Gardon d'Anduze

Dans sa traversée des Cévennes, le Gardon d'Anduze possède différents affluents : le Gardon de Mialet et ses tributaires (les Gardons de Ste-Croix, de St-Germain, de St-Martin), le Gardon de St-Jean, la Salindrenque et l'Amous, drainant ainsi une superficie totale de 545 Km² en amont d'Anduze. En aval de cette commune, le Gardon d'Anduze rejoint le Gardon d'Alès à Ners. Les Gardons de Saint-Jean et de Mialet s'écoulent en totalité dans le massif des Cévennes et présentent un réseau hydrographique dense et très ramifié. Les vallées présentent une morphologie fluviale en gorges profondes surplombées par des massifs aux crêtes aiguës. La plaine alluviale, quand elle n'est pas inexistante, est particulièrement étroite, atteignant moins de 100 mètres de large. Le cours d'eau a gardé son caractère naturel, son faciès est caractérisé par un profil de moyenne montagne formé de vallées étroites où s'écoulent des rivières à réaction rapide (Gard, 2006) et traversant des zones très peu urbanisées (DIREN, 2003).

Légèrement en amont de la ville d'Anduze, les gorges s'élargissent, autorisant la présence d'une plaine alluviale de taille restreinte. La configuration change radicalement en aval de la ville d'Anduze, la vallée s'ouvrant et laissant la place à une large plaine qui s'étend jusqu'à la ville de Nîmes.

Le bassin versant du Gardon d'Anduze s'inscrit dans des formations cristallines et schisteuses généralement métamorphisées des Cévennes et localement dans des batholites granitiques (DIREN, 2003).

Les schistes composent toute la partie amont du bassin et représentent environ 64% de sa superficie totale (Cerdan *et al.*, 2005). Ainsi, dominé au nord-ouest par la barre des Cévennes, toute la partie amont du bassin versant est constituée de formations métamorphiques de couleur sombre comprenant diverses variétés de gneiss et de micaschistes. Les granites, concentrés dans la partie intermédiaire du bassin, représentent quant à eux 14% de la superficie totale du bassin (Cerdan *et al.*, 2005). Enfin, des formations sédimentaires (calcaires, dolomies, grès) sont présentes dans la partie aval du bassin, constituant 17% de sa superficie totale (Cerdan *et al.*, 2005).

Entre Saint-Jean-du-Gard et Anduze une série alternant roches relativement tendres (calcaires marneux, marnes) et roches résistantes (calcaires, calcaires dolomitiques) est présente au-dessus de conglomérats de base affleurant des calcaires dolomitiques où s'intercalent des niveaux marneux, des dolomies et des grès au sommet. Cette série comporte notamment des karstifications importantes renfermant des aquifères de puissance variable (DIREN, 2003).

Ces différences géologiques induisent des fonctionnements hydrologiques différenciés dont les variabilités spatio-temporelles pendant les épisodes pluvieux sont responsables des crues observées sur ce bassin.

En effet, les formations géologiques jouent un rôle prépondérant dans les capacités d'infiltrations des bassins. Elles représentent le premier vecteur d'information pour l'étude du sol. De par leur composition, il est ensuite possible de les classer en fonction des types d'écoulements qui prédominent. Par exemple, les sols sur substrats schisteux favorisent la formation d'écoulements hypodermiques importants (Roose, 1985 dans Ayrat, 2005).

La perméabilité plus ou moins grande du substratum, son état de fracturation, le pendage des couches géologiques sont également des éléments caractéristiques des variations spatiales des capacités d'infiltrations sur un bassin versant. La nature du sous-sol et ses capacités de stockage conditionnent ainsi la nature de l'hydrogramme à l'exutoire d'un bassin versant donné (Ayrat, 2005).

Une des caractéristiques principales de ce bassin réside dans le gradient d'altitude entre son point culminant et son exutoire, de l'ordre de 1000m (Ayrat, 2005).

Il est entaillé de vallées linéaires transversales, sub-parallèles avec des pentes prononcées (Séranne, 2001). Les vallées longues et encaissées, dominées par des crêtes étroites aux pentes escarpées et ravinées, appelées les "serres cévenoles", sont représentatives des paysages observés sur ce bassin. Sur des versants en pente forte, très érodés, les sols sont peu épais et la roche affleure souvent (Martin *et al.*, 2008).

L'importance des pentes du bassin du Gardon d'Anduze joue un rôle prédominant dans son fonctionnement hydrologique et dans ses réponses aux précipitations intenses. Responsables de la forte réactivité des bassins aux précipitations, elles ont été fortement aménagées pour des activités agro-sylvo-pastorales (Martin *et al.*, 2008).

Les Cévennes, et notamment le Gardon d'Anduze, ont en effet conservé de nombreux aménagements anciens en pierres sèches. Terrasses de cultures, simples murets sous châtaigneraie, de véritables barrages occupent également les thalwegs, dans le but de limiter l'érosion et la vitesse des écoulements, mais aussi de maintenir suffisamment d'humidité pour les cultures en période d'étiage : les tancats (Martin *et al.*, 2008). Une étude approfondie du rôle de ces ouvrages sur le fonctionnement hydrologique des bassins est menée par Martin (Martin *et al.*, 2008).

Après les abus du pâturage et de la surexploitation forestière du XIX^{ème} siècle, le reboisement des Cévennes et l'abandon de grandes superficies de terres agricoles des dernières décennies (DIREN, 2003) ont généré un important recouvrement forestier qui atteint aujourd'hui 80% sur le Gardon

d'Anduze (Cerdan *et al.*, 2005). Ce fort recouvrement limite à la fois les ruissellements de surface en augmentant la porosité des sols et en diminuant par interception l'énergie des précipitations mais il limite également le taux d'érosion des versants en maintenant les sols. Ces mécanismes tendent globalement à faire diminuer les coefficients de ruissellement.

Du point de vue climatique, le bassin versant du Gardon d'Anduze est situé dans le domaine méditerranéen, caractérisé par des étés chauds et secs et des hivers plus frais et humides. Les mois d'été sont les plus secs mais peuvent cependant connaître des événements exceptionnels tels que des orages violents accompagnés de pluies brutales. Pour autant, l'automne est la période où les intensités de pluies sont les plus fortes, apportant environ les deux tiers du total annuel des précipitations. Au cours de ces événements qualifiés de « cévenols », les précipitations journalières peuvent dépasser les 400mm (Martin *et al.*, 2008).

L'hiver représente une saison intermédiaire, relativement sèche, bien que des épisodes pluvio-neigeux puissent également survenir en cette saison. Le printemps constitue enfin un maximum secondaire récurrent, bien moins important que l'automne, mais suffisamment conséquent pour engendrer des risques d'inondation (DIREN, 2003).

Une analyse plus détaillée des précipitations saisonnières est proposée en description d'un des deux bassins expérimentaux (voir V.1.3.i).

V.1.2. Un bassin soumis à des crues à cinétique rapide

L'ensemble du bassin du Gardon d'Anduze est soumis à des crues rapides générant des débits très élevés.

Une terminologie d'une grande variété, « torrentielles » (Vinet, 2004), « subites », « instantanées » ou « rapides » (Dauge, 1999), « brutales » (Roche, 1986) ou enfin « éclair » (Gaume, 2002) caractérise ce seul phénomène : les crues à cinétique rapide. Ces crues ont des caractéristiques communes (Ayrat, 2005):

- Elles sont conséquentes à des épisodes pluvieux intenses et localisés
- La réponse hydrologique à ces événements est particulièrement rapide
- Les débits spécifiques peuvent être très importants
- Elles apparaissent généralement sur des bassins de taille modérée

Dauge (1999) propose néanmoins une classification de ces différents termes pour qualifier différents types de crues à cinétique rapide (voir Tableau 10).

Typologie	Surface du bassin versant	Autres caractéristiques
Crues instantanées	Quelques Km ²	Durée de l'évènement de 1 à 2 heures
Crues subites/éclair	Jusqu'à 500 Km ²	Pluies orageuses intenses, cumul de 100 à 300mm
Crues rapides	De 500 à 5000 Km ²	Evènement de 6 à 36h, temps de concentration de moins de 12h

Tableau 10: Classification des termes qualifiant les crues à cinétique rapide

En France, les zones concernées par ce type de crues se répartissent principalement autour de l'arc méditerranéen, de ses départements limitrophes et en zones montagneuses (Gaume, 2002). Les exemples de ce type de phénomènes ne manquent pas. De 1316 à 1999, ce sont 66 crues meurtrières qui ont été référencées en Languedoc-Roussillon (à l'exclusion de la Lozère) faisant environ 1 millier de victimes (Antoine *et al.*, 2001 dans Ayrat, 2005). Sur l'arc méditerranéen, entre 1958 et 1993, Jacq (1994) relève 191 événements dont les cumuls en 24 heures dépassent localement les 190mm. La variabilité saisonnière est particulièrement marquée, avec 66% des événements qui se produisent entre les mois de septembre et de novembre (Ayrat, 2005).

Les trois plus importantes crues du Gardon du XXème siècle sont les suivantes (Ayrat, 2005; Gard, 2006) :

- 30 septembre 1958 : très forte crue cévenole qui a largement marqué les deux sous bassins d'Anduze et d'Alès. Cet événement constitue la crue de référence pour ces deux bassins amont. La cote maximum relevée à l'échelle d'Anduze est de 7,60 m.
- 12 septembre 1976 : crue moyenne sur les bassins cévenols, devenant plus forte sur les Gardons réunis, avec 6,90 m (> 4000 m³/s) à Ners
- 9 septembre 2002 : crue majeure pour l'ensemble du bassin; atteignant jusqu'à 7,50m à Anduze (3200 m³/s), 9,15m à Ners (7000 m³/s). Cet événement constitue la crue de référence pour le tronçon des Gardons réunis. Les cumuls de précipitations (680 mm en 24h) restent inégalés sur Anduze depuis 200 ans (Ponce *et al.*, 2008).

Depuis 1650, sur les 136 événements trouvés dans les archives, les 3/4 concernent des crues banales (observées en moyenne 1 fois tous les 3 ans) et 1/4 sont graves, voire exceptionnelles (observées 1 à 2 fois par siècle). Les crues se déroulent majoritairement en automne (75% et 37 % pour le seul mois d'octobre), confirmant ainsi l'importance de cette saison pour les épisodes cévenols (Ponce *et al.*, 2008). Pour les 8 % d'inondations comprises entre janvier et mars, certaines résultent de pluies abondantes suivies de fonte de neige (cas de l'hiver catastrophique de 1709), ou de pluies abondantes et saturantes tout au long de l'hiver (situation de 1930), ou encore à des pluies intenses en janvier ou mars (1956). Enfin 7 crues (6 %) ont eu lieu en août, et 10 d'entre-elles entre fin août et le 15 septembre (Ponce *et al.*, 2008).

Les départements du Gard, de l'Hérault, du Vaucluse, des Bouches-du-Rhône, de l'Ardèche et de la Drôme furent touchés, en septembre 2002, par un événement pluvio-orageux intense entraînant des cumuls excédant par endroits les 400 mm en 24 heures (Huet *et al.*, 2003). Cet événement de grande ampleur, où 1 800 Km² de la superficie du département du Gard furent touchés par des cumuls de 400 mm (Neppel, 2003), fit 23 victimes dont 22 dans le seul département du Gard (Ayrat, 2005). En Languedoc-Roussillon, des événements de cette ampleur (cumuls supérieurs à 400 mm en 24 heures) sont observés en moyenne tous les 6 ans (Neppel, 2003).

Les événements pluvio-orageux de l'arc méditerranéen peuvent avoir 3 origines (Ayrat, 2005):

- Des précipitations orographiques liée à l'ascendance forcée des masses d'air humides de la méditerranéen (voir Figure 75)
- Des précipitations de type cyclonique résultant de la rencontre de deux masses d'air de températures différentes
- Des précipitations convectives. À l'origine des épisodes orageux, ces précipitations sont liées à l'ascendance de masses d'air provoquée par le réchauffement du sol, et responsable de leur instabilité

Les événements extrêmes qui se produisent sur l'arc méditerranéen sont pour 65 % des cas (Neppel, 1998) des « épisodes cévenols ». A l'origine des précipitations intenses, ils sont liés à la configuration géographique du massif Central (voir Figure 75).

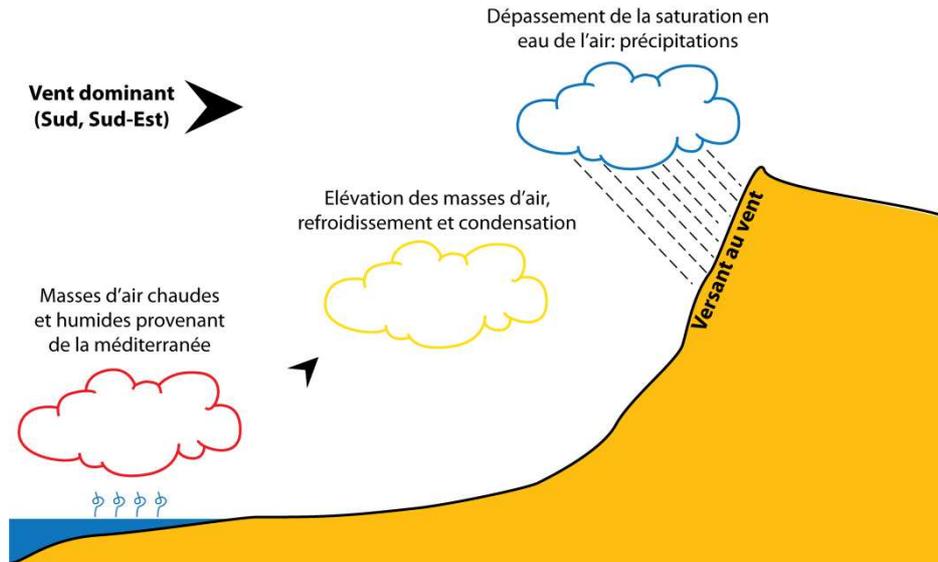


Figure 75: Effet orographique

Représentant une barrière orographique, les contreforts du massif Central contraignent les basses couches atmosphériques et les masses d'air humides et chaudes des dépressions en provenance de la méditerranée, poussées par les vents marins du sud/sud-est, à une ascendance forcée provoquant un refroidissement rapide et donc une condensation importante des masses d'air, engendrant de fortes précipitations sur les versants au vent où ces masses se sont accumulées.

Orienté sud-ouest/nord-est, ce massif forme aussi une limite entre les masses d'air chaudes d'origine méditerranéenne et les masses d'air atlantiques plus froides. La rencontre de ces masses d'air provoque des précipitations cycloniques intenses, notamment dans la zone nord-ouest des Cévennes (DIREN, 2003).

A plus grande échelle, il est possible d'observer des systèmes convectifs de méso-échelle en V.

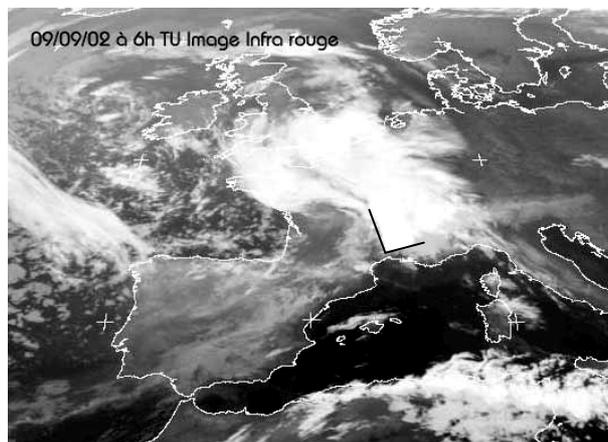


Figure 76: Image infra-rouge du 9 septembre 2002 centrée sur la France

Des nuages convectifs se forment dans une masse d'air instable. Aux bas niveaux de l'atmosphère terrestre la température et l'humidité sont supérieures à celles en altitude. Dans ces conditions les masses d'air se soulèvent et subissent une poussée d'Archimède permettant la poursuite de leur ascension. Elles condensent alors en altitude pour former un nuage à forte extension verticale.

Un paramètre météorologique va ensuite organiser les nuages en un système, généralement en ligne ou en V, qui persiste plusieurs heures, voir plusieurs jours. La présence d'un front météorologique, surtout l'approche d'un front froid, est souvent l'élément déclencheur de ces systèmes dans les latitudes moyennes (30 à 60 degrés de latitude).

Généralement un phénomène de saison chaude (fin du printemps ou début de l'automne), il est conditionné par l'intensité du réchauffement solaire et par l'humidité absolue des masses d'air. Les événements de 2002 dans le Gard ont été provoqués par de telles précipitations (voir Figure 76). La forme en V caractéristique pointe la localisation de l'intensité maximale des précipitations : le bassin du Gardon d'Anduze. Ces phénomènes sont caractérisés par la violence des précipitations engendrées et à la persistance du système (Ayrat, 2005).

Ces phénomènes sont à l'origine de précipitations orageuses intenses caractérisées par leur puissance et leur rapidité d'évolution. Le volume des précipitations est très hétérogène et les épisodes sont pour la plupart très localisés, bloqués par l'orographie locale des paysages cévenols (FAO, 1977). La période de ces épisodes est principalement automnale, la configuration des circulations atmosphériques européennes et le taux d'évaporation important sur la méditerranée en cette saison (lié à une température encore élevée de la mer suite à la saison estivale) créent les conditions favorables au développement de ce type de phénomène.

Ces pluies cévenoles engendrent des crues subites et violentes, appelées « Gardonnades » sur le bassin du Gardon. Dans le domaine méditerranéen français, ces crues font référence par leur brutalité. Elles s'expliquent par la conjonction de plusieurs facteurs défavorables (DIREN, 2003):

- une pluviométrie très irrégulière et très élevée, sous la double dépendance des climats méditerranéen et montagnard
- un ruissellement très important sur des versants à forte pente, sur des bassins de tailles réduites
- une pente longitudinale très élevée avec des temps de concentration rapides pour la totalité des affluents du moyen Gardon

Ces crues, qui se distinguent par leur soudaineté et leur vitesse de propagation, sont caractérisées par des débits particulièrement élevés pouvant atteindre pour des crues exceptionnelles plusieurs milliers de m³/s (>4000 m³/s à Ners en 1958) (DIREN, 2003).

Finalement, c'est le terme de crue « éclair » qui a été retenu dans le cadre de ce travail, correspondant au terme anglais « flash flood », et dont la définition a été donnée par l'IAHS (1974) : crues dont l'apparition est soudaine, souvent difficilement prévisible, de temps de montée rapide et de débit spécifique relativement important, généralement liées à des épisodes pluvieux intenses se manifestant sur des bassins de taille modérée. A cause de leur intensité et de leur rapidité, l'étude de ces phénomènes est difficile. L'état actuel des connaissances est ainsi loin d'être suffisant pour répondre aux exigences de prévision des acteurs de la gestion de crise inondation (Gaume, 2002 ; Ayrat, 2005).

C'est pourquoi le bassin du Gardon d'Anduze est depuis pratiquement une quarantaine d'années l'objet de différents travaux de modélisation (Tourasse, 1981; Versiani, 1983; Moussa, 1991; Bouvier, 2004; Ayrat, 2005; Marchandise, 2005; ILEE, 2006), les temps de montée des crues sur ce bassin étant très rapides (5 heures en moyenne) et typique de la région cévenole (ILEE, 2006).

V.1.3. Les bassins expérimentaux

Dans le cadre de cette étude, deux sous bassins expérimentaux de tailles restreintes (<1km²) seront suivis (voir Figure 77) et instrumentés (voir Figure 80 et Figure 81).

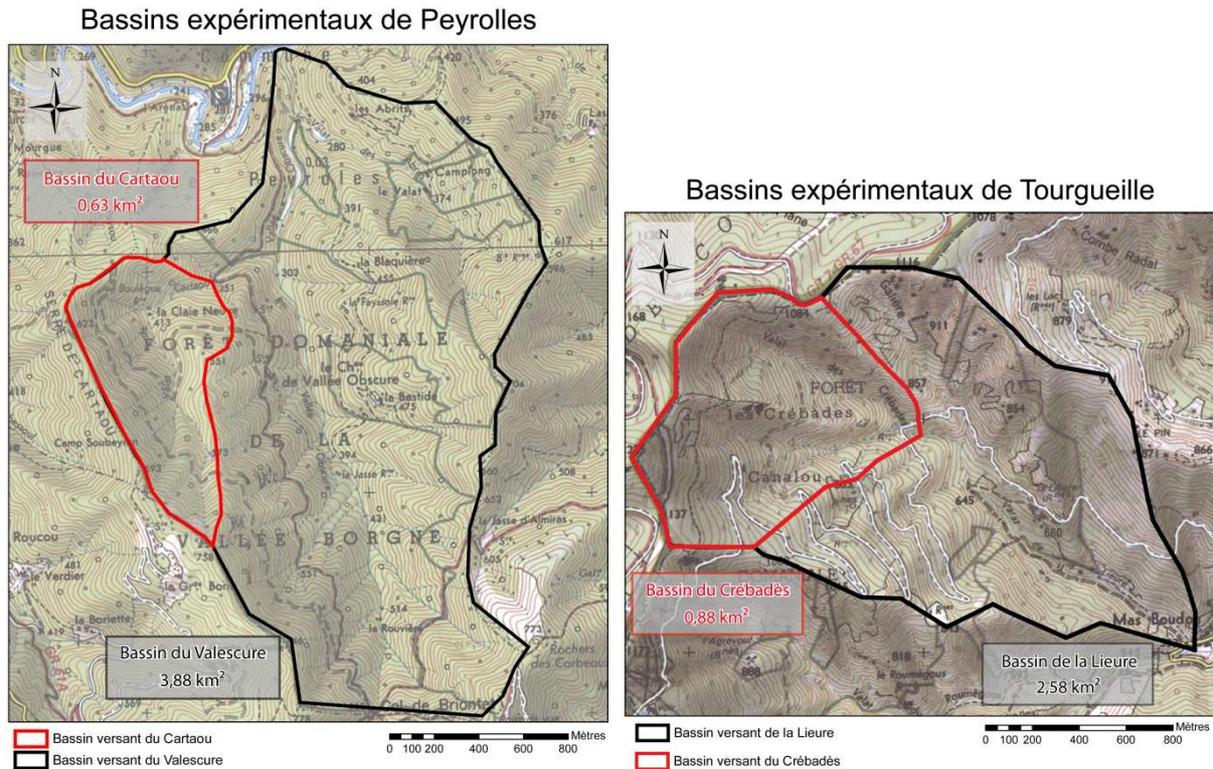


Figure 77: Présentation des bassins expérimentaux

Il s'agit d'étudier le sous bassin du Cartaou, sur le bassin du Valescure, situé sur la commune de Peyrolles, et celui du Crébadès, sur le bassin de la Lieure, situé sur la commune de Tourgueille, dans la partie la plus occidentale du Gardon d'Anduze. Ces deux sites sont suivis depuis plusieurs années, notamment par l'UMR Espace (CNRS¹) et l'EMA² dans le cadre de l'OHMCV³.

Les sous bassins du Cartaou et du Crébadès sont instrumentés et suivis durant les épisodes pluvieux. Les bassins du Valescure et de la Lieure ont un dispositif de suivis des hauteurs d'eau à leur exutoire. Ils permettent une analyse multi-échelles des réponses hydrologiques des bassins.

Le Tableau 11 présente les caractéristiques physiques des deux sous bassins et de leur bassin d'appartenance.

Communes	Tourgueille (30)		Peyrolles (30)	
	Lieure	Crébadès	Valescure	Cartaou
Bassins versants				
Surface (Km²)	2,58	0,87	3,88	0,62
Pente (%)	61,3	65,4	43,2	49,5
Altitude max (m)	1219	1219	804	741
Altitude min (m)	527	736	236	299
Longueur du réseau (IGN) (Km)	11,8	4,7	24,2	4,5

Tableau 11 : Caractéristiques des bassins expérimentaux

¹ Centre National de la Recherche Scientifique

² Ecole des Mines d'Alès

³ Observatoire Hydro-météorologique Méditerranéen Cévennes Vivarais

Les « serres cévenoles » sont représentatives des paysages rencontrés sur les deux bassins étudiés. Les pentes moyennes sont fortes (>40 %), le bassin de la Lieure possédant des pentes encore plus importantes (>65 %) que celles du Valescure. Le bassin de la Lieure est situé à plus haute altitude que celui du Valescure, d'environ 400m. Cette différence d'altitude joue un rôle important sur le fonctionnement de ces bassins.

Tout d'abord, les espèces forestières sont différentes. Majoritairement dominé par des résineux (pins, douglas), des châtaigniers, mais aussi par de la végétation de garrigue (genêts, bruyères...) sur les versants sud, même en altitude, le bassin de la Lieure possède également des hêtraies, typique des altitudes supérieures à 1000m. Sur le Valescure, les espèces dominantes sont le châtaignier et le chêne vert. Quelques résineux sont plantés également et l'on retrouve aussi de la végétation de garrigue, cependant aucune essence d'altitude n'est présente sur ce deuxième bassin.

Ensuite, l'altitude du bassin de la Lieure fait qu'il est davantage sujet aux précipitations neigeuses. La couverture neigeuse, lorsqu'elle est amenée à fondre, peut déclencher des crues sur le bassin sans précipitations événementielles intenses, renforçant les volumes ruisselés lorsque des précipitations pluvieuses apparaissent. Des crues liées à la fonte des neiges peuvent donc davantage apparaître sur la Lieure.

Enfin, le bassin du Valescure est légèrement plus grand que celui de la Lieure. Inférieur à 5 Km², il reste cependant dans une plage de surface comparable.

Soumis *a priori* aux mêmes contraintes climatiques, la position relative à l'intérieur du bassin du Gardon d'Anduze entraîne cependant des différences entre les deux bassins étudiés.

Comme évoqué précédemment, le bassin de la Lieure, en tête du bassin du Gardon d'Anduze, est situé à une altitude plus élevée et soumis à des températures plus faibles que le bassin de Valescure. D'autre part le bassin versant de la Lieure est situé dans une zone de schistes sériciteux tandis que le bassin versant de Valescure est dans la partie granitique du bassin versant du Gardon d'Anduze.

Une épaisseur importante de schistes altérés est en place sur le bassin de la Lieure. Sur le terrain, cela se traduit par une importante présence de pierriers et un sol particulièrement fracturé toujours en place. Au niveau des écoulements, cela implique un fort potentiel de circulation sub-surfacique et particulièrement rapide, provoqué par les porosités importantes dans les altérites (écoulement sub-surfacique en macropores).

Le bassin du Cartaou présente quant à lui des épaisseurs d'arènes granitiques importantes, impliquant un fort potentiel d'infiltration. La perméabilité de ses arènes favorise les écoulements de profondeur, la formation de nappes et joue probablement un rôle de stockage des eaux précipitées. Cependant, même si son fonctionnement est probablement lié davantage à l'importance des nappes, des écoulements de sub-surfaces et des zones de saturation peuvent apparaître localement, d'après les études de terrain préalablement menées par l'équipe de l'UMR Espace.

La capacité d'infiltration des sols a par ailleurs été mesurée sur ces deux bassins, à partir de parcelles soumises à des pluies simulées, dans le cadre de la thèse d'Ayral (2005). Les résultats sont très différents entre ces deux bassins même si la forte variabilité spatiale de la mesure de ce paramètre empêche leur comparaison globale. C'est ainsi que la saturation des sols est atteinte à 80mm/h sur le bassin du Crébadès alors qu'elle n'a jamais été atteinte sur le bassin du Cartaou après des essais allant jusqu'à 150mm/h. Cette forte capacité d'absorption des sols combinée à de fortes pentes vient étayer l'hypothèse de l'importance des écoulements hypodermique et de profondeur sur ce bassin.

L'ensemble de ces différences peuvent donc avoir des conséquences importantes sur les mécanismes et les réponses hydrologiques observés sous épisodes.

V.1.3.i. Régime pluviométrique du bassin du Valescure

La Figure 78 présente les précipitations moyennes mensuelles sur la période précédant ces travaux (2003-2007). Elles sont issues du traitement des données du pluviographe de terrain suivi par l'équipe de l'UMR Espace du CNRS et situé sur le Valescure. Le graphique représente le cumul mensuel moyen sur la période 2003-2007.

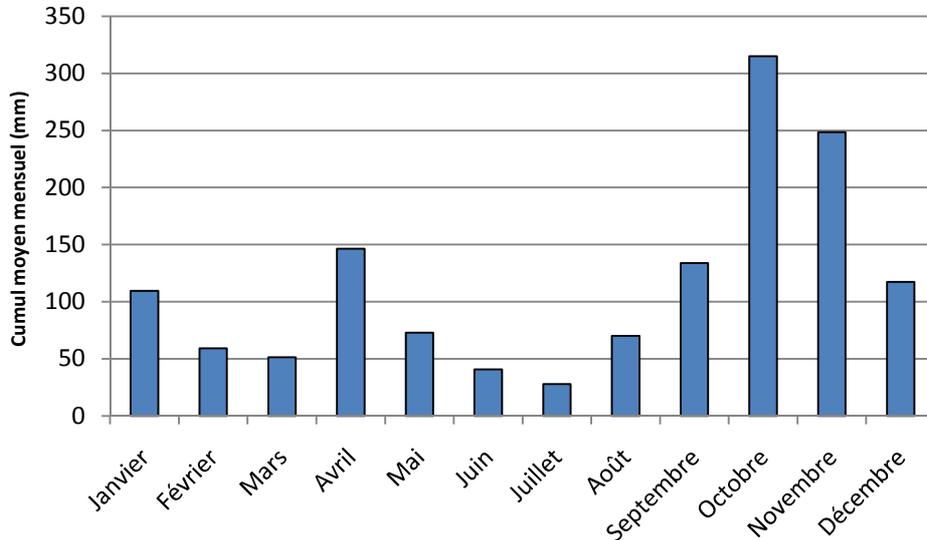


Figure 78: Précipitations moyennes mensuelles sur la période 2003-2007

La saison automnale est la saison la plus pluvieuse, cumulant en moyenne quasiment 700mm. Le mois le plus pluvieux est le mois d'octobre, avec une moyenne mensuelle supérieure à 300mm il est suivi du mois de novembre qui en cumule 250mm. Le mois d'avril est le troisième mois le plus pluvieux avec un cumul moyen de 150mm. La saison printanière est ainsi relativement humide sur cette période, cumulant plus de 250mm. Si la période la plus sèche est l'été, avec un cumul moyen inférieur à 150mm sur la saison, la période hivernale montre un mois de janvier relativement humide, à la 6^{ème} position pour le cumul moyen mensuel avec plus de 100mm.

Le même graphique est présenté pour la période concernant spécifiquement ces travaux (2007-2010) à la Figure 79.

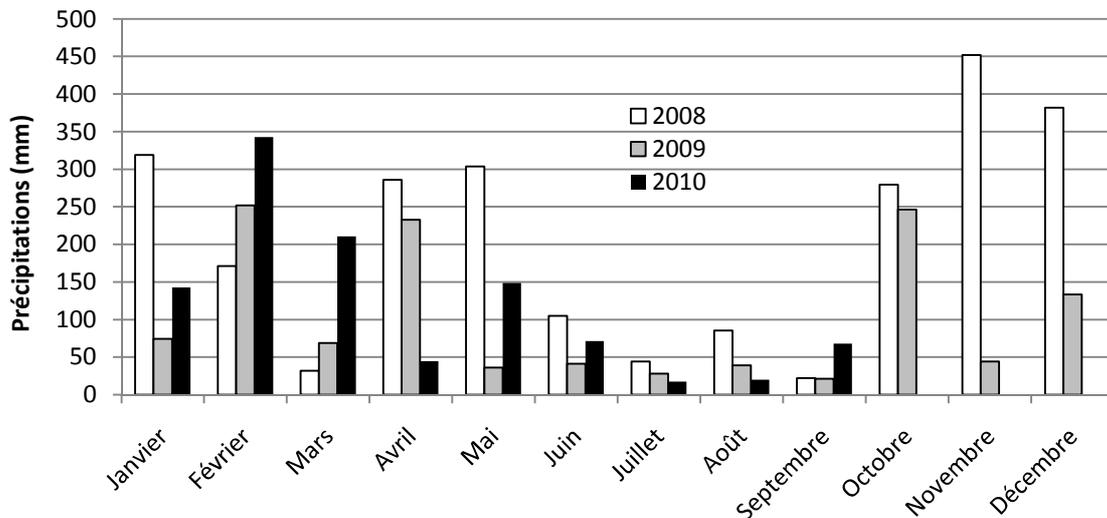


Figure 79: Précipitations mensuelles moyennes (période 2008-2010)

Le régime des pluies sur la période 2008-2010 présente de nombreuses différences avec les années précédentes. Si l'automne 2008 a été particulièrement pluvieux, on observe sur l'ensemble de la période que la saison hivernale a reçu davantage de précipitations que les années précédentes. Il est à noter que les mois d'octobre, novembre et décembre ne sont pas renseignés pour l'année 2010. Cependant, l'année 2010 n'a pas connu un automne particulièrement pluvieux, les plus fortes quantités précipitées étant en février avec un cumul mensuel de pratiquement 350mm, le plus important de l'ensemble de la période d'étude. Ce graphique traduit donc des saisons automnales globalement sans épisodes majeurs, à l'exception de l'automne 2008, particulièrement pluvieux.

Globalement on observe un glissement des mois les plus pluvieux de la saison automnale à la saison hivernale sur la période 2008-2010. Les hivers 2008, 2009 et 2010 présentent des cumuls allant de 375 à 700mm. Il faut noter que les épisodes hivernaux génèrent à la fois des précipitations pluvieuses et neigeuses. Ces dernières, enregistrées par les pluviographes au moment de leur fonte et non au moment de leur chute, perturbent les mesures.

La saison printanière, particulièrement pluvieuse en 2008 et 2010, semble globalement refléter la tendance observée les années précédentes, pouvant présenter quelques épisodes pluvieux importants. La saison estivale quant à elle reste une période très sèche avec le plus souvent des cumuls inférieurs à 50mm.

V.2. Instrumentation spatialisée et emboîtée

Cette partie va décrire l'instrumentation mise en place sur les bassins pilotes durant l'ensemble de ces travaux afin de rendre compte des dynamiques hydrologiques de ces bassins. L'intérêt de cette instrumentation est de multiplier les points de mesures à l'intérieur de chaque bassin afin d'obtenir une vision globale et spatialisée des dynamiques hydrologiques sous épisodes.

Les difficultés rencontrées dans l'étude des réponses hydrologiques des bassins versants aux précipitations sont liées à l'importance des variations spatio-temporelles des processus hydrologiques au sein des différentes entités constituant un même bassin. Si au départ les hydrologues considéraient le bassin versant comme une unité homogène, il est aujourd'hui compris comme un agencement complexe d'entités dans lesquelles se déroulent des processus hydrologiques variés participant de manière intermittente à la production d'écoulements de surface et au soutien des débits (Ambroise, 1999). La seule possibilité d'étudier les variations spatio-temporelles de ces différents processus est alors de spatialiser le suivi des réponses hydrologiques à l'intérieur même des bassins, lors des différents épisodes pluvieux auxquels ils sont soumis.

C'est pourquoi l'approche suivie dans cette étude s'appuie sur des données variées acquises sur différents points d'observations et de mesures et par des instruments simples distribués à l'intérieur même des bassins. Ces données sont issues de différents capteurs, détecteurs et observations. En effet, en plus des capteurs en place qui permettent le suivi continu des niveaux d'eau dans les réseaux, des observations sont réalisées sous épisodes sur l'ensemble du réseau hydrographique en eau du bassin. Elles permettent de caractériser les débits instantanés, d'observer les écoulements surfaciques et de localiser le lieu de leur naissance.

L'approche suivie permet de cette manière de rendre compte de la diversité des réponses hydrologiques et de leurs variations spatio-temporelles.

L'utilisation des différents instruments et méthodologies d'observation, leur justification, leur répartition et les types de résultats attendus sont présentés dans cette partie. Concernant les instruments de mesure déployés sur le terrain, certains sont utilisés et éprouvés depuis longtemps dans la plupart des études en hydrologie, d'autres, moins connus, ont été développés lors d'études précédentes par des équipes partenaires.

V.2.1. Les stations limnimétriques

Ces stations, équipées de capteurs de pression, permettent d'obtenir des hauteurs d'eau d'une très grande précision (de l'ordre du millimètre) afin de contrôler la réponse hydrologique de chaque bassin. Elles sont équipées d'une échelle limnimétrique, d'un capteur de pression hydraulique (0-5m) et d'un capteur de pression atmosphérique afin de compenser les variations de pression atmosphérique pendant les mesures. Les capteurs de pression sont largement utilisés pour les stations limnimétriques du fait de leur robustesse, de leur fiabilité et de leur facilité d'entretien.

Des courbes de tarage sont élaborées sur chacune de ces stations, de manière empirique, de façon à faire correspondre une valeur de débit à une hauteur d'eau donnée. Ces courbes permettent ainsi d'obtenir directement les débits à partir des hauteurs d'eau mesurées.

Pour cela, des mesures de débits sont effectuées pour différentes hauteurs d'eau, afin de couvrir la gamme la plus large possible des débits potentiels des bassins.

Les débits sont mesurés par la méthode de jaugeage par dilution (voir Annexe V). Cette méthode de jaugeage est en effet particulièrement adaptée aux faibles profondeurs, aux fortes pentes, et aux vitesses élevées provoquant de fortes turbulences (Joerin, 2005).

Les courbes de tarage sont établies depuis la mise en place des stations et continuent d'être complétées au fur et à mesure des campagnes de terrain. La difficulté concernant l'établissement de ces courbes vient du fait que toutes les hauteurs d'eau possibles ne peuvent être observées avant occurrence d'un évènement, à savoir une sécheresse prolongée ou une crue majeure. Lors de l'apparition d'une hauteur d'eau jamais observée, le débit peut être calculé par extrapolation de la courbe formée par ces mesures ponctuelles. Le problème de la fiabilité de la relation obtenue sur des intervalles de hauteur non mesurées se pose alors et limite l'interprétation du débit correspondant. Il est donc important de constamment mettre à jour et compléter ces courbes de tarage afin d'obtenir un éventail le plus large possible des hauteurs d'eau observées, limitant ainsi les erreurs d'interpolations pour le calcul des débits.

La photographie suivante (Photographie 2) présente la station limnimétrique installée à l'exutoire du Crébadès. Elle est représentative de toutes les autres stations installées sur les deux bassins pilotes.



Photographie 2: Station limnimétrique à l'exutoire du Crébadès

Les stations limnimétriques sont installées à chacun des exutoires des bassins étudiés (voir Figure 80 et Figure 81).

Bassin expérimental du Crébadès

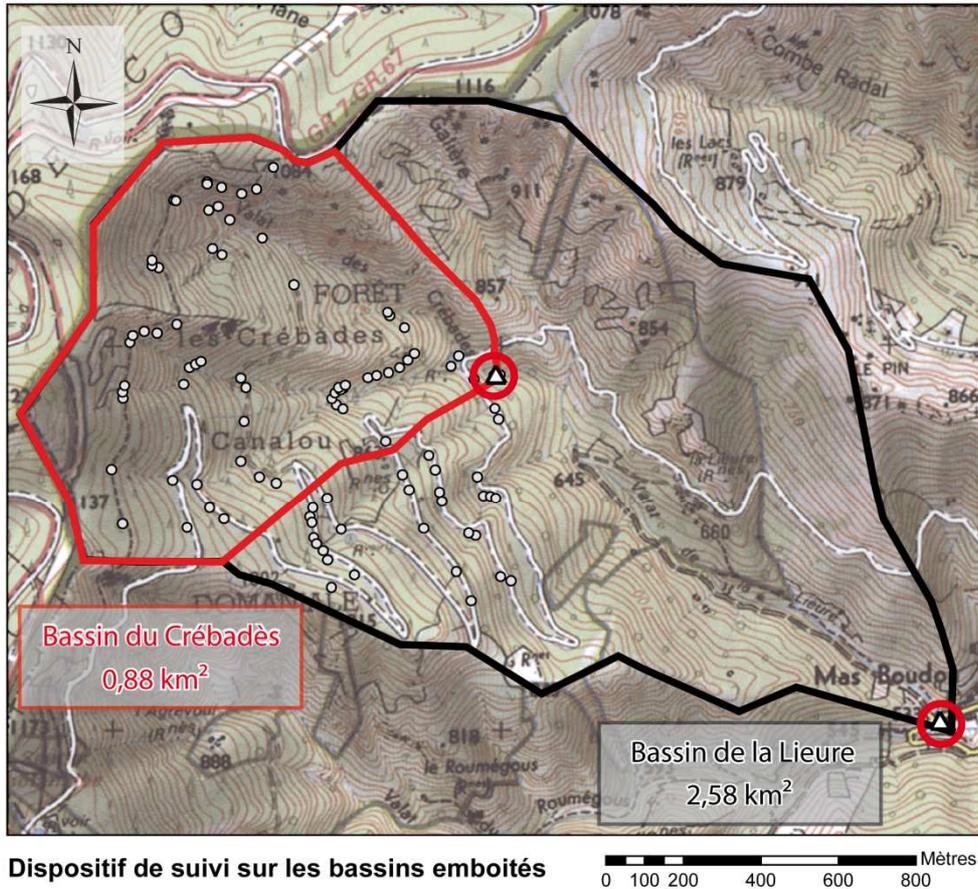


Figure 80: Présentation du dispositif de mesure du bassin expérimental du Crébadès

Sur le site de Tourgueille, les deux stations placées aux exutoires du Crébadès et de la Lieure ont été installées en début de thèse, en collaboration avec l'équipe de l'UMR ESPACE, et sont gérées en collaboration par les deux équipes.

Bassin expérimental du Carteau

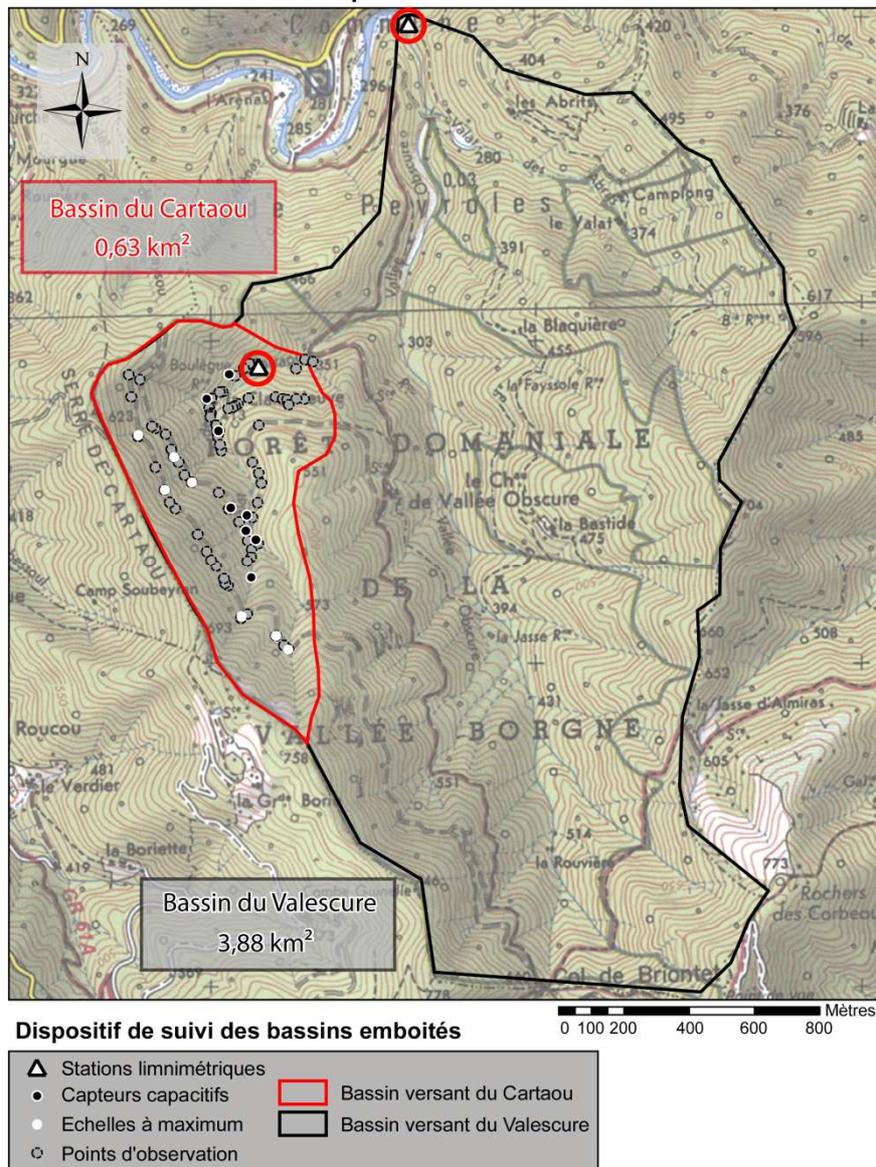


Figure 81: Présentation du dispositif de mesure du bassin pilote de Peyrolles

Sur le site de Peyrolles ces stations sont gérées depuis 2004 par l'équipe de l'UMR ESPACE. Elles sont placées aux exutoires du bassin du Carteau et du Valescure.

V.2.2. Les capteurs capacitifs

Un limnimètre spécifique a été conçu à l'initiative de l'UMR TETIS par l'Institut de Mécanique des Fluides de Toulouse (IMFT) en 2003 (voir Photographie n°3). Ce capteur capacitif permet de mesurer une hauteur d'eau, en totale autonomie (2 piles classiques AAA), sur un pas de temps variable entre 1 et 10 minutes et pour une durée de 23 jours à 6 mois. Son implantation est simple et discrète, et le rend facile d'utilisation. Les premiers tests météorologiques sur ce capteur ont montré (cadre des projets MOBHYDIC, ECCO, PNRH), dans diverses conditions, une précision centimétrique sur la mesure de hauteur mais aussi et surtout une bonne reproduction de la dynamique des écoulements (limnigrammes), notamment en ce qui concerne les montées de crues (Ghesquière, 2004).



Ces capteurs mesurent une capacité électrique, fonction de la hauteur mouillée. Le principe est équivalent au fonctionnement d'un condensateur. Ainsi, deux conducteurs sont séparés par un isolant, ici du téflon. Ce système, capable de rendre et de recevoir une charge électrique, proportionnelle à la tension, est caractérisé par sa capacité di-électrique, qui dépend de la surface de conduction. L'eau étant conductrice et l'air isolant, la capacité électrique sera fonction du rapport entre la longueur immergée et la longueur émergée. C'est ainsi que la hauteur d'eau est déterminée en chacun des points équipés de ce capteur.

Dans un contexte d'amélioration permanente de la précision des informations tirées de l'analyse des données satellitales, dont la résolution tend à augmenter d'années en années, et afin d'utiliser ces potentialités pour étudier plus finement les relations entre des informations fines et spatialisées décrivant les paramètres de surface des bassins et les dynamiques hydrologiques observées sur le terrain, il est nécessaire de multiplier les points de mesures et d'observation à l'intérieur même des bassins.

L'objectif dans cette étude est donc de distribuer le plus grand nombre possible de capteurs légers, permettant de multiplier les points de mesure au sein des bassins, afin d'obtenir une vision spatialisée la plus complète possible des dynamiques de mises en eau des réseaux. Dans ce contexte, le nombre des capteurs est privilégié.

Si la valeur des débits est incertaine sur ces points de mesure, la dynamique de mise en eau des drains, correctement révélée par ces capteurs capacitifs, est particulièrement intéressante pour

l'étude du déclenchement des écoulements au sein des drains et des vitesses de réponses des bassins et de leurs réseaux hydrographiques. L'intérêt de ces capteurs, au-delà de la qualité de la donnée fournie, est donc de pouvoir les distribuer sur l'ensemble d'un bassin afin de multiplier les points de mesure et de spatialiser les dynamiques de mise en eau des drains surveillés.

Pour cela, une première phase de terrain, nécessaire à la localisation des drains (voir V.3), a permis de localiser les thalwegs principaux, ravines et autres griffures, susceptibles d'accueillir en leur sein des écoulements surfaciques.

Ensuite, le protocole d'installation visait à déterminer les principales ravines susceptibles de participer activement à la mise en charge du réseau des bassins. L'expérience et la connaissance fine du terrain de l'équipe de l'UMR Espace a ainsi permis d'aider au positionnement des capteurs. Cependant, deux limites se sont imposées. Tout d'abord, en nombre limité par rapport au nombre de drains potentiellement actifs, les capteurs capacitifs n'ont pu être installés systématiquement sur l'ensemble des drains à surveiller. En outre, les difficultés pratiques liées à l'installation de ces capteurs ont empêchées le suivi permanent de la mise en eau de certains drains.

Ces capteurs ont été installés essentiellement sur le bassin du Cartaou (voir Figure 82). En effet, en nombre limité, ces capteurs ne pouvaient pas être installés en même temps sur les deux bassins expérimentaux et rendre compte de la dynamique de mise en charge de l'ensemble des deux réseaux hydrographiques. Le bassin du Cartaou a été choisi car il comporte déjà de nombreux capteurs, notamment ceux de l'équipe de l'UMR Espace, venant compléter le dispositif de mesure en place. Cela implique que les observations de terrain sous épisodes sont menées en priorité sur le bassin du Crébadès. Ces capteurs sont au nombre de 8 depuis l'année 2010 et sont déployés sur plusieurs points du réseau (voir Figure 82).

Bassin expérimental du Cartaou

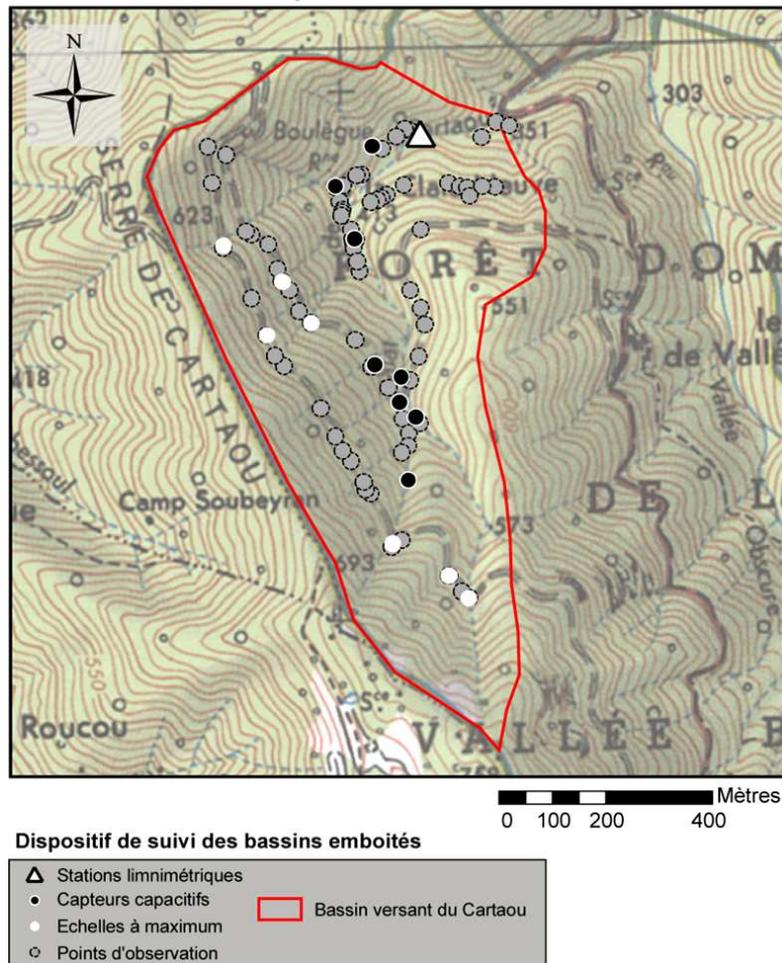


Figure 82: Localisation de l'instrumentation sur le bassin du Cartaou

Pour chaque capteur, une courbe de tarage est réalisée de la même manière que pour les stations limnimétriques. En effet, bien que les dynamiques de montée des eaux soient très informatives en tant que telles, il est intéressant de pouvoir connaître la dynamique des débits lors d'épisodes de crue, notamment pour la modélisation des mécanismes de production des écoulements.

Cependant, avant d'obtenir un réseau de capteurs fiable et d'obtenir des mesures de débits valables, de nombreuses calibrations et jaugeages sont à effectuer. Le temps nécessaire au perfectionnement de ce réseau dépend fortement des efforts menés sur le terrain mais aussi du niveau de mise en charge des réseaux tout au long de la période d'observation. En outre, les possibilités d'installation de ces capteurs sont limitées par la configuration locale des réseaux. Les possibilités de contrôle aval des embâcles n'est par exemple pas possible sur toutes les ravines étudiées. Certains tronçons, dont les écoulements s'effectuent visiblement en sub-surface ou en profondeur ne permettent pas l'installation de capteur reflétant les débits de surface. Enfin, l'évolution rapide de la morphologie du lit sur ces bassins, liée à l'importance des forces érosives sous épisodes, empêche l'établissement d'une courbe de tarage fiable et pérenne. Ce réseau de capteur et les courbes de tarages associées sont donc en perpétuelle mise à jour.

V.2.3. Les échelles à maximum

Les échelles à maximum permettent de repérer la hauteur maximale atteinte par un cours d'eau lors d'un épisode pluvieux. Leur coût est faible, leur fonctionnement simple et leur installation est comparable à celle d'un capteur capacitif. Une échelle à maximum est constituée d'un ruban adhésif qui se décolore avec le passage de l'eau. Une marque nette sur le ruban est donc observable à la hauteur maximale de la ligne de surface du cours d'eau.

Ces échelles ont été installées soit sur des ravines dépourvues d'instrumentation, soit en amont de capteurs capacitifs déjà en place (voir Figure 82), afin de rendre compte de l'extension maximale atteinte par le réseau suite à un épisode pluvieux. Elles permettent, sous réserve de connaître les mesures de la section des drains, de reconstituer les hauteurs maximales atteintes pendant un épisode sur les ravines étudiées et donc d'estimer les débits de pointes en suivant la formule de Manning et Strickler (voir Eq.1 dans 0). Cette formule, utilisée sur le Gardon d'Anduze, donne des incertitudes de l'ordre de 50% (Gaume, 2002), en raison de la difficulté à déterminer le paramètre de Strickler K_s . Des études particulières ont été menées dans le cadre de ce travail sur la détermination de ce paramètre. Elles ont permis de fixer sa valeur et de diminuer les incertitudes sur les estimations de débits.

Pour les mêmes raisons que pour les capteurs capacitifs, ces échelles sont disposées uniquement sur le bassin du Cartaou. La complémentarité de l'ensemble de ces capteurs, tant sur leur fonctionnement que sur leur localisation, permet d'obtenir une vision spatialisée de l'état du réseau sur l'ensemble du bassin en période de crue.

V.3. Observations et jaugeages sous épisodes pluvieux

Une première phase de terrain, nécessaire à la localisation des points d'observations, a tout d'abord été menée. Il s'agissait de localiser précisément l'ensemble des drains de chacun des bassins expérimentaux.

Chaque dépression, ravine, et thalweg rencontrés ont ainsi été identifiés, numérotés et systématiquement suivis. Sur les points de mesures où sont installés les capteurs capacitifs, des sections du lit ont été mesurées au tachéomètre afin de reproduire la morphologie du tronçon.

Le couvert végétal des bassins, empêchant toute localisation par GPS, en dehors des pistes DFCI, rend complexe la localisation précise de l'ensemble des points d'observation rencontrés sur le terrain. Les données LIDAR triangulées ont été utilisées à cet usage. Le TIN issu du LIDAR a ainsi servi de support de photo-interprétation pour l'aide à la localisation des points d'observation. Majoritairement situés sur des ravines, les points sont aisément localisables à partir du LIDAR. Seuls quelques légères dépressions et petites ravines peuvent en effet subir de légères erreurs de localisation. En outre, le LIDAR permet une vision complète et homogène de l'ensemble d'un bassin. Sur le terrain, les difficultés d'accès et parfois le manque de visibilité peut engendrer des oublis ou des erreurs de représentation. Le LIDAR a permis de gommer ces imperfections et de révéler certaines zones non visitées sur le terrain. Une fois l'inventaire des drains terminés, les points d'observation identifiés ont servi de base de suivi des épisodes pluvieux et des réactions hydrologiques. Sous certains épisodes, des points d'observation ont été rajoutés suite à l'observation d'écoulements surfaciques sur des points non identifiés préalablement.

Le suivi des épisodes pluvieux est indispensable dans la compréhension de la variabilité temporelle des réactions hydrologiques des bassins versants.

C'est pourquoi des observations sont menées sur le terrain dès qu'un épisode pluvieux est en cours sur les bassins expérimentaux. Pour des raisons liées à l'incertitude des phénomènes météorologiques, certaines observations ont pu être réalisées sous épisodes tandis que d'autres ont été effectuées dans les heures ou jours suivant le pic de crue. En outre, des observations sont menées en périodes intermédiaires (n'observant pas de précipitations majeures), dans le but d'établir l'état hydrologique des bassins avant épisodes.

Pendant les campagnes de terrain, pour chacun des points d'observation, lorsqu'un écoulement continu est mesurable, des jaugeages sont effectués, par empotement ou par dilution, en fonction de l'importance du débit et de la configuration locale du drain.

Lorsque le débit n'est pas directement mesurable, des observations qualitatives sur le volume des écoulements sont effectuées sur les différents points d'observation (qui correspondent aux différentes ravines observées). Ces observations sont codées comme ci-dessous :

- 0 : pas d'écoulement ni de traces d'écoulement
- 1 : ravine humide
- 2 : suintements de gouttes d'eau observables
- 3 : écoulement continu non mesurable (débit trop faible)
- 4 : écoulement continu non mesuré (problèmes techniques)

Ces observations sont menées afin de qualifier les écoulements observés au sein des différents drains en eau du réseau mais aussi dans le but d'analyser l'évolution du réseau hydrographique en étudiant ses différentes extensions, fonction des périodes observées. C'est ainsi que les sources des écoulements sont suivies systématiquement afin de les localiser précisément et d'étudier par la suite l'influence des caractéristiques morphologiques sur leur répartition et donc sur les mécanismes de déclenchements des écoulements surfaciques.

Dans le cadre de ces campagnes, les débits maximums atteints pendant la pointe de crue sont retrouvés à partir de la hauteur des laisses de crue en utilisant la formule de Manning-Strickler:

$$\text{Eq. 1) } Q = K_s \cdot (A \cdot R)^{2/3} \cdot S^{1/2}$$

Avec :

- Q : le débit (m³/s)
- K_s : le coefficient de Strickler (m^{1/3}/s), estimé à dire d'experts
- A : la surface mouillée en m²
- R : le rayon hydraulique, définit par le rapport de la surface mouillée sur le périmètre mouillé :
- S : la pente locale du réseau (m/m), estimée à l'échelle de la dizaine de mètres

$$\text{Eq. 2) } R = A/P$$

Avec :

- P : le périmètre mouillé (m)

Lors de l'utilisation de cette équation, la vitesse est systématiquement calculée, par la formule suivante :

$$\text{Eq. 3) } V = K_s \cdot R^{2/3} \cdot S^{1/2}$$

Avec :

- V : la vitesse en m/s

Les débits observés et mesurés sont ensuite classés suivant le Tableau 12.

Indice	Observation correspondante
0	Pas d'écoulement
1	Présence d'humidité
2	Suintements
3	Écoulement trop faible pour la mesure
4	Écoulement dont la mesure n'a pas été techniquement possible
5	<1 L/s
6	1 <> 5 L/s
7	5 <> 10 L/s
8	10 <> 20 L/s
9	20 <> 50 L/s
10	50 <> 100 L/s
11	100 <> 200 L/s
12	>200 L/s

Tableau 12: Indice d'écoulements

Cette phase d'observations et de mesures est extrêmement importante pour la compréhension des processus hydrologiques qui gouvernent la réponse des bassins aux précipitations. Elle permet, en dehors des capteurs disposés sur le terrain, d'obtenir de nombreuses données hydrologiques distribuées sur l'ensemble du bassin. Ces données (observations qualitatives, hauteurs maximales, débits) permettent d'établir des cartes sur l'intensité des écoulements observés, en fonction de chaque épisode, et de comparer l'importance de mise en charge des réseaux et leurs extensions.

La combinaison de ces données permet de cette manière d'obtenir une image de la situation hydrologique du réseau hydrographique sur chacun des bassins et en fonction des épisodes, et donc de permettre l'analyse des processus en jeu lors des événements de crue.

Le chapitre suivant présente les différentes observations de terrain réalisées pendant l'ensemble de ce travail. Il propose une analyse des réponses hydrologiques observées permettant d'élaborer des hypothèses de fonctionnement des bassins expérimentaux.

Chapitre VI. Caractérisation de la réponse hydrologique des bassins pilotes

Dans ce chapitre seront présentés les différents évènements observés pendant ces travaux, sur les deux bassins pilotes du Cartaou et du Crébadès. Une analyse détaillée des différentes extensions de réseau observées sera menée au regard des précipitations et de l'état hydrologique des bassins. L'étude des débits mesurés et de leur localisation fera l'objet de paragraphes particuliers. Enfin, une analyse de la réactivité des bassins menée grâce à l'étude des déclenchements des différents instruments en place viendra compléter les analyses précédentes afin de proposer des hypothèses de fonctionnements hydrologiques sur les deux bassins étudiés.

Sommaire

VI.1. Analyse spatialisée de l'état hydrologique des bassins.....	169
VI.2. Les différentes périodes d'observation	170
VI.3. Bassin du Crébadès.....	172
VI.3.1. Extensions du réseau hydrographique en eau.....	172
VI.3.2. Situation hydrologique de l'automne 2008	176
VI.3.3. Présentation de l'évènement du 1er au 3 novembre 2008.....	176
VI.3.3.i. Extension du réseau hydrographique en eau	178
VI.3.3.ii. Analyse des débits mesurés	179
VI.3.3.iii. Temps de réaction et temps de réponse	182
VI.4. Bassin du Cartaou.....	189
VI.4.1. Extensions du réseau hydrographique en eau.....	189
VI.4.2. Présentations des évènements du 2- 3 février 2009 et du 22 février 2010	194
VI.4.2.i. Extensions des réseaux en eau	196
VI.4.2.ii. Analyse des débits mesurés	197
VI.4.3. Temps de réaction et temps de réponse	199

VI.1. Analyse spatialisée de l'état hydrologique des bassins

La Figure 83 présente les différentes caractéristiques des réponses hydrologiques suivies sur les bassins pilotes et présentées dans ce chapitre.

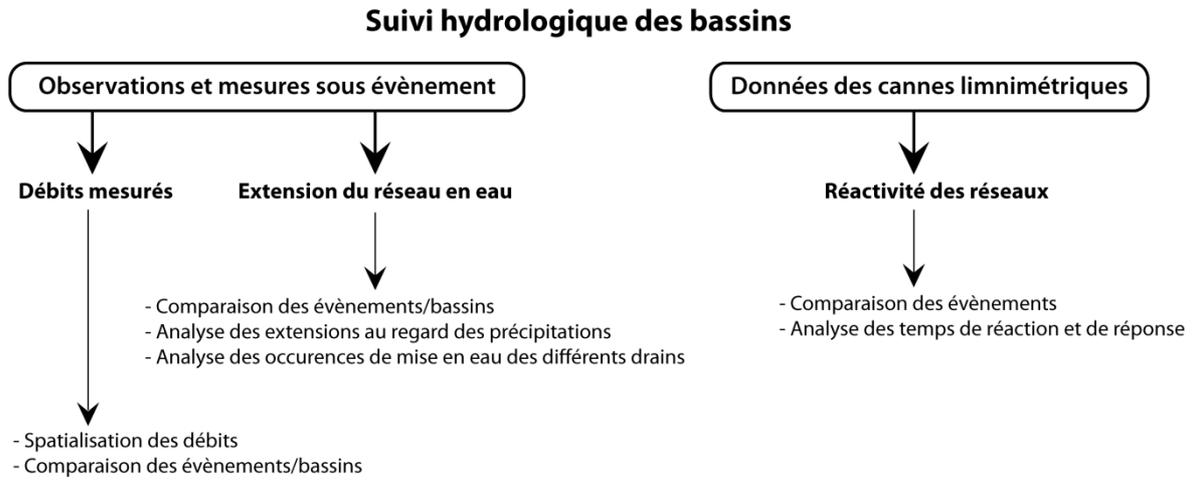


Figure 83: Caractérisation de la réponse hydrologique des bassins suivis

Dans la suite de ce travail vont être présentés les résultats obtenus grâce au traitement des données relevées par les différents capteurs et par l'analyse des données recueillies sur le terrain lors des campagnes de mesures sous épisodes. Le contexte hydro-météorologique des différents épisodes observés, les différentes extensions de réseau, les débits mesurés et leurs localisations, et enfin la réactivité des différents réseaux sont exposés dans ce chapitre.

La spatialisation des débits permet de comparer les différentes zones des bassins sur leur capacité à générer des écoulements superficiels plus ou moins importants. La variabilité des contributions des différents versants est ainsi suivie sur chacun des épisodes et rend compte de la variabilité des réponses hydrologiques au sein des bassins en fonction des précipitations événementielles.

Le suivi des différentes extensions de réseau et du déclenchement des différents drains en fonction des épisodes permet également de spatialiser les processus hydrologiques en cours au sein des bassins. En effet, le déclenchement différencié des drains du réseau hydrographique, fonction des caractéristiques spécifiques de ces drains et des évènements pluvieux, est dépendant de seuils contrôlant le fonctionnement hydrologique des versants qui les alimentent. La production d'écoulements superficiels au sein du réseau est ainsi conditionnée par les processus hydrologiques au sein des versants. La spatialisation des mises en eau des différents drains permet donc de témoigner des variations spatio-temporelles des processus responsables de leur mise en eau. En outre, elle permettra, dans la dernière partie de ce travail, d'analyser les caractéristiques morphologiques potentiellement responsables de leur déclenchement.

L'occurrence de mises en eau des différents drains, témoignant de leur pérennité, est déterminée après étude des différentes extensions de réseaux en eau. En croisant ces informations avec celle des débits, il est possible de caractériser les fonctionnements différenciés des différents drains des bassins aux mêmes épisodes. Les caractéristiques morphologiques pouvant expliquer la pérennité des réseaux et leur fonctionnement seront également abordées dans la partie 5 de ce document.

Enfin, les données recueillies par les capteurs capacitifs sont utilisées pour étudier les vitesses de réaction des différents drains du réseau aux précipitations. Les décalages temporels entre pluies et montées du niveau d'eau sont analysés également de manière spatialisée, afin de déterminer les variations spatio-temporelles des réactivités des différentes zones des bassins. L'étude des vitesses

de réaction du réseau hydrographique permet d'approcher les processus prédominants au sein des versants et leur évolution au cours des épisodes.

L'ensemble de ces observations et mesures permettent d'identifier les variations spatio-temporelles des chemins de l'eau au sein des bassins étudiés. Elles seront mises au regard des caractéristiques morphologiques extraites des MNT TIN par l'algorithme NET spécialement développé dans cette étude dans la dernière partie de ce document.

VI.2. Les différentes périodes d'observation

Les tableaux qui suivent (Tableau 13 et Tableau 14) récapitulent les différentes périodes d'observation de terrain réalisées tout au long de ces travaux sur les bassins du Crébadès et du Cartaou. Il reprend les données de pluie de l'épisode et un indice des pluies antérieures (IPA), calculé de la manière suivante (Chevalier, 1983):

$$IPA_j = k \cdot IPA_{j-1} + C_{pj}$$

Avec :

C_{pj} : Cumul de pluie du jour j (mm)

k : constante de rabatement

L'IPA a été élaboré dans le but de fournir un indice d'humidité des bassins, en tenant compte des précipitations du jour et des précipitations antérieures, une constante de rabatement permettant de limiter l'influence des précipitations les plus anciennes. Son utilisation dans les zones sahéliennes permettait de rendre compte des phénomènes d'évapotranspiration responsables d'une diminution importante des teneurs en eau des sols. L'IPA a également été utilisé dans cette étude pour donner une indication sur l'état hydrologique des bassins.

Dans le calcul de l'IPA, la valeur de la constante de rabatement (k) détermine la période de pluie antérieure ayant une influence sur la valeur de l'indice au jour j. Ainsi, pour une constante égale à 0.9, seules les 30 derniers jours de pluies ont un impact significatif sur la valeur de l'IPA. Cette valeur de k a été déterminée par Marchandise (2004) pour le Gardon d'Anduze et sera retenue dans cette étude.

Le Tableau 13 présente les observations menées sur le bassin du Crébadès. Le terme « N.d » désigne les valeurs qui n'ont pas pu être obtenues, liées à des problèmes de dispositifs de mesures.

Date	Cumul jour (mm)	IPA (mm)	Intensité max. (mm/h)	Débit max. (L/s)	Période d'observation
29/07/2008					Intermédiaire
22/10/2008	28	37	46	99,0	Pendant l'épisode
02/11/2008	124	358	62	882,3	Pendant l'épisode
12/02/2009	0	447	0	N.d	2j après l'épisode
29/05/2009					Intermédiaire
03/09/2009					Intermédiaire
22/10/2009	Nd.	N.d	N.d	N.d	Pendant l'épisode
08/09/2010					Intermédiaire

Tableau 13: Périodes d'observation sur le bassin du Crébadès

Sur ce bassin, quatre événements ont pu être observés. Deux épisodes se sont déroulés à l'automne 2008 sur un bassin présentant des états hydrologiques variés (IPA de 37 à 358mm), soumis à des précipitations tout aussi variables (de 28mm à 124mm) et générant des débits de 99 L/s à pratiquement 900 L/s. Une autre observation a été menée le 12 février 2009, 2 jours après un épisode apportant des précipitations pluvio-neigeuses sur un bassin présentant déjà une couverture

neigeuse assez importante. La valeur de l'IPA à cette date apparaît d'ailleurs particulièrement forte. Il est possible que les précipitations neigeuses aient perturbé la mesure de ces précipitations. Malheureusement, comme pour le dernier épisode automnal suivi à l'automne 2009, un problème sur les capteurs de mesures à l'exutoire empêche l'analyse de la dynamique des débits sur cet épisode tandis qu'un défaut d'enregistrement du pluviographe ne permet pas de connaître les intensités pluviométriques de l'épisode du 22 octobre 2009.

Plusieurs observations de terrain ont également été menées en périodes intermédiaires afin de dresser des « état zéro » des conditions hydrologiques du bassin, notamment en prévision des épisodes automnaux.

Le tableau suivant présente les différentes périodes d'observation de terrain réalisées tout au long de ces travaux sur le bassin du Cartaou.

Date	Cumul jour (mm)	IPA (mm)	Intensité max. P (mm/h)	Débit max. (L/s)	Observation
29/07/2008		6			Intermédiaire
23/10/2008	0	158	114	454,4	Pendant l'épisode
03/02/2009	82	254	12	711,4	Pendant l'épisode
28/05/2009		11			Intermédiaire
28/08/2009		7			Intermédiaire
23/10/2009	0	157	54	65,7	Pendant l'épisode
12/02/2010		72			Intermédiaire
22/02/2010	26	161	12	102,1	Pendant l'épisode

Tableau 14: Périodes d'observation sur le bassin du Cartaou

Sur ce bassin, quatre évènements ont aussi pu être observés. Deux épisodes automnaux, les 23 octobre 2008 et 2009, pour des précipitations antérieures équivalentes (IPA de 150mm et un cumul de 180 mm sur les trois derniers jours précédents l'épisode), ont généré des débits maximum très différents (454 L/s contre 66 L/s). Deux épisodes hivernaux, les 3 février 2009 et 22 février 2010 ont également été observés. L'épisode du 3 février 2009, impliquant une fonte de la couverture neigeuse, est l'épisode le plus important sur ce bassin, présentant un débit à l'exutoire de plus de 700L/s. De même que pour le bassin du Crébadès, plusieurs états hydrologiques en périodes intermédiaires ont également été décrits sur ce bassin.

L'objectif est de ces campagnes est de caractériser les réponses hydrologiques événementielles des bassins. Le suivi épisodique des réponses hydrologiques permet en effet l'étude des variations temporelles des processus responsables des écoulements de crue. En outre, des seuils de fonctionnement des bassins, responsables de la prédominance de certains processus, ne peuvent être observés qu'en période de crue.

Dans la partie qui suit seront donc présentés les résultats obtenus sur les épisodes les plus importants observés sur chacun des bassins pilotes, le traitement du reste des évènements étant reporté en Annexe VII.

Les débits mesurés et leur localisation, l'extension du réseau en eau et les temps de réaction du réseau aux différents instruments seront donc abordés dans les paragraphes suivants pour chacun des évènements traités.

VI.3. Bassin du Crébadès

VI.3.1. Extensions du réseau hydrographique en eau

Dans ces paragraphes sont étudiées les différentes extensions de réseaux observés en eau, observées sur chacun des épisodes observés. L'objectif est d'analyser la mise en eau des différents drains répertoriés en fonction des événements suivis afin d'étudier les dynamiques de mise en eau des tronçons du réseau « potentiel » sous épisodes. Autrement dit, il s'agit d'analyser les dynamiques de mise en charge des différents drains du réseau morphologique. Cette approche permet en outre de définir la pérennité des drains, en fonction du nombre de fois où leur mise en eau a été observée.

La Figure 84 présente les différents réseaux en eau observés sur le bassin du Crébadès et indique le nombre des mises en eau des différents tronçons observés (correspondant au terme « occurrence »). Les réseaux sont présentés dans l'ordre décroissant de leur longueur totale (Ltot), celui observé le 29 Juillet 2008 n'étant pas représentée sur cette figure.

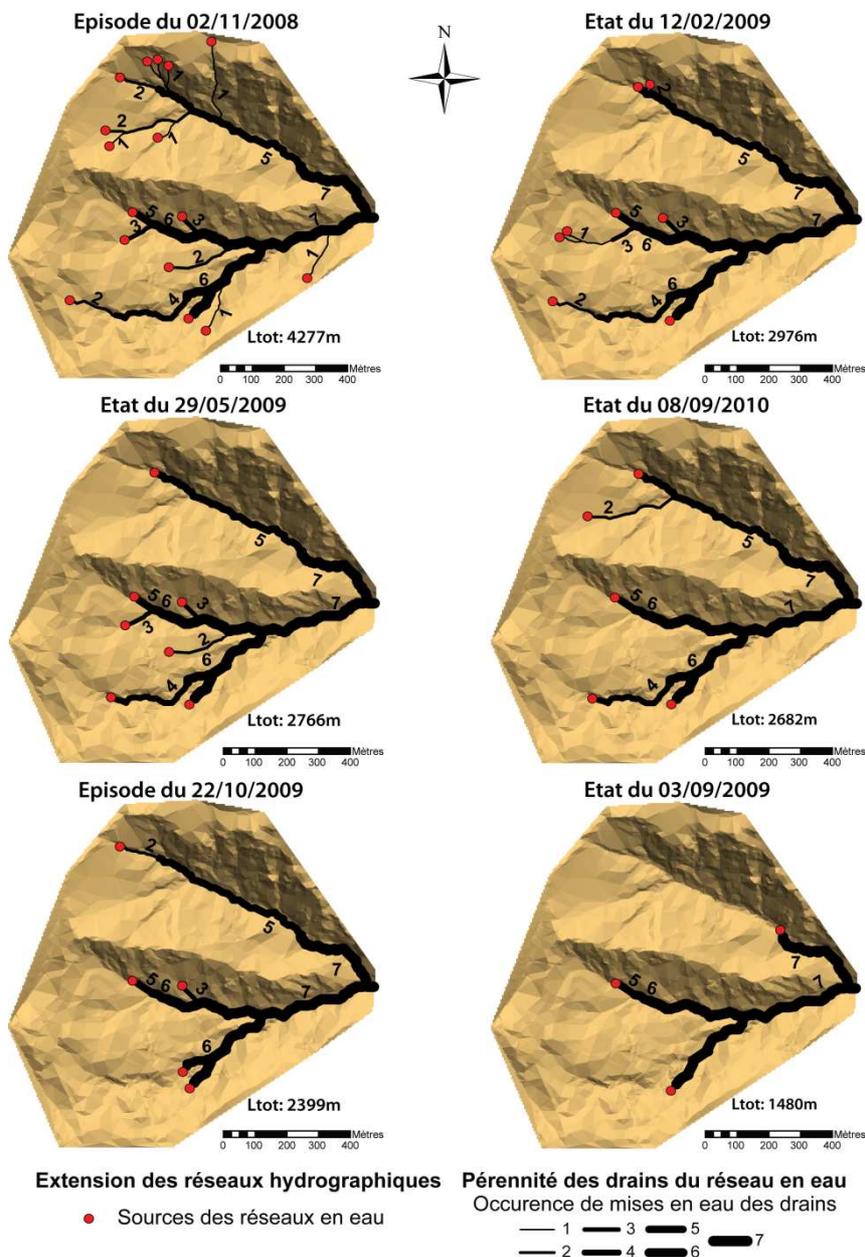


Figure 84: Comparaison des réseaux observés sur le bassin du Crébadès

Avec une longueur totale de 4277m, 16 sources et 15 confluences, le réseau en eau le plus développé est celui de l'épisode du 2-3 novembre 2008, présentant une densité de drainage de 4,7 Km/Km². A l'inverse, le réseau le plus restreint est celui du 29 Juillet 2008; avec 4 sources et 3 confluences, sa densité de drainage est de 1,6 Km/Km².

Le bassin du Crébadès est constitué de deux sous bassins dont les thalwegs principaux se rejoignent juste en amont de l'exutoire, le bassin le plus au nord étant d'une superficie bien inférieure à celui au sud (397 200m² contre 519 120m²). Au vu des différentes extensions de réseau, le réseau du sous bassin sud est régulièrement plus développé que celui du sous bassin nord. Hormis le 2-3 novembre 2008, événement pendant lequel le réseau en eau du bassin nord présente des ramifications en tête de bassin, le reste de l'année, seul le thalweg principal de ce sous bassin est en eau. A l'inverse, le réseau du sous bassin sud est régulièrement plus ramifié, présentant davantage de confluences et de sources d'écoulement, certaines stables tout au long de l'année. Cette observation traduit un fonctionnement hydrologique différencié des deux sous bassins. L'un présente un réseau dont le développement est régulier et homogène, l'autre un réseau généralement restreint au thalweg principal mais davantage réactif lorsque soumis aux plus importantes précipitations observées, présentant dans ce cas un réseau ramifié en tête de bassin. Ces observations indiqueraient une plus grande stabilité et une plus faible réactivité du réseau du sous bassin sud, moins accidenté que le sous bassin nord qui présente pour sa part un réseau plus réactif mais moins pérenne.

Analyser l'évolution des longueurs de drains en eau en fonction de leur nombre de sources permet d'évaluer si les différences de longueurs observées sont liées à une élévation des sources du réseau (les départs de réseaux sont situés plus haut à l'amont) ou bien si ces différences sont dues à une plus grande ramification du réseau (révélée par le nombre de ses sources). La Figure 85 présente ainsi la longueur totale des différents réseaux en eau observés en fonction de leur nombre de sources.

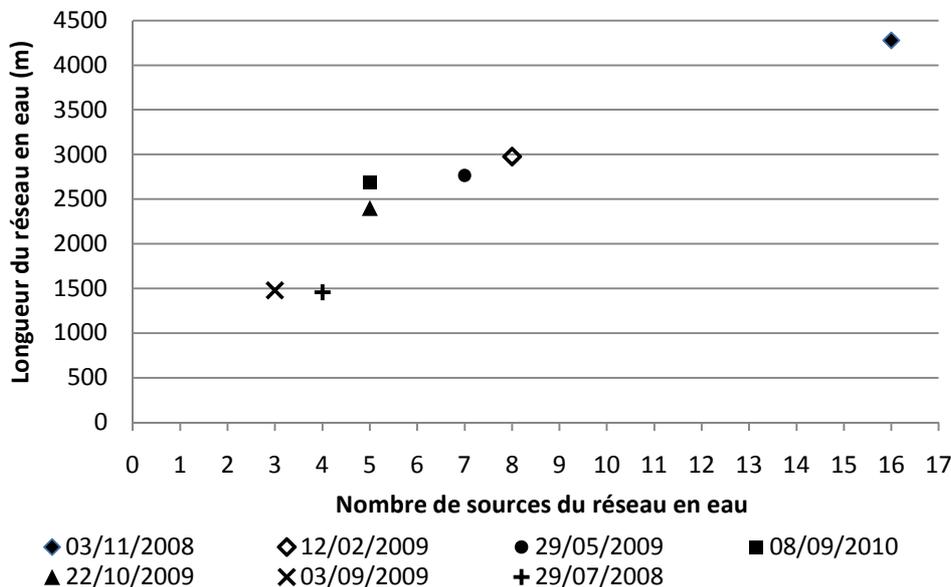


Figure 85: Longueur des réseaux en fonction du nombre de leur source

Au vue des observations réalisées, les longueurs de réseau en eau augmentent avec le nombre de leurs sources. Cette observation est appuyée par l'étude des différentes extensions de réseaux présentée à la Figure 84. En effet, si les différences de longueurs entre les deux réseaux les moins développés sont liées à une élévation de leurs sources, globalement la longueur du réseau en eau augmente avec l'apparition de nouveaux drains, donc de nouvelles sources. Les différences de longueurs entre les différents réseaux observés sont ainsi majoritairement expliquées par des

différences de ramification. C'est ainsi qu'au réseau principal que l'on retrouve de manière récurrente à travers les différents épisodes observés s'ajoutent de nouveaux drains issus de déclenchements d'écoulements surfaciques à partir de sources nouvelles. En réalité, cette observation est surtout valable pour le sous bassin sud. En effet, dans le sous bassin nord, hormis pendant l'épisode du 2-3 novembre 2008 et un drain actif début septembre 2009, le thalweg principal ne possède aucun affluent hydrologiquement actif. L'unique source évolue donc d'amont en aval le long du même linéaire avant un réel développement de nouvelles ramifications en tête de bassin observé uniquement le 2-3 novembre 2008. En période intermédiaire c'est donc essentiellement le thalweg principal du bassin nord qui est actif, les drains de versants ne présentant aucun écoulement surfacique.

Il n'est malheureusement pas possible d'analyser la relation entre la longueur des réseaux en eau et la valeur de l'IPA sur ce bassin, les données de pluviométrie étant incomplètes. Une telle analyse est menée sur le bassin du Cartaou (voir Figure 99).

Le graphique suivant présente la pérennité des drains des différents réseaux observés et leur proportion au sein de ces derniers.

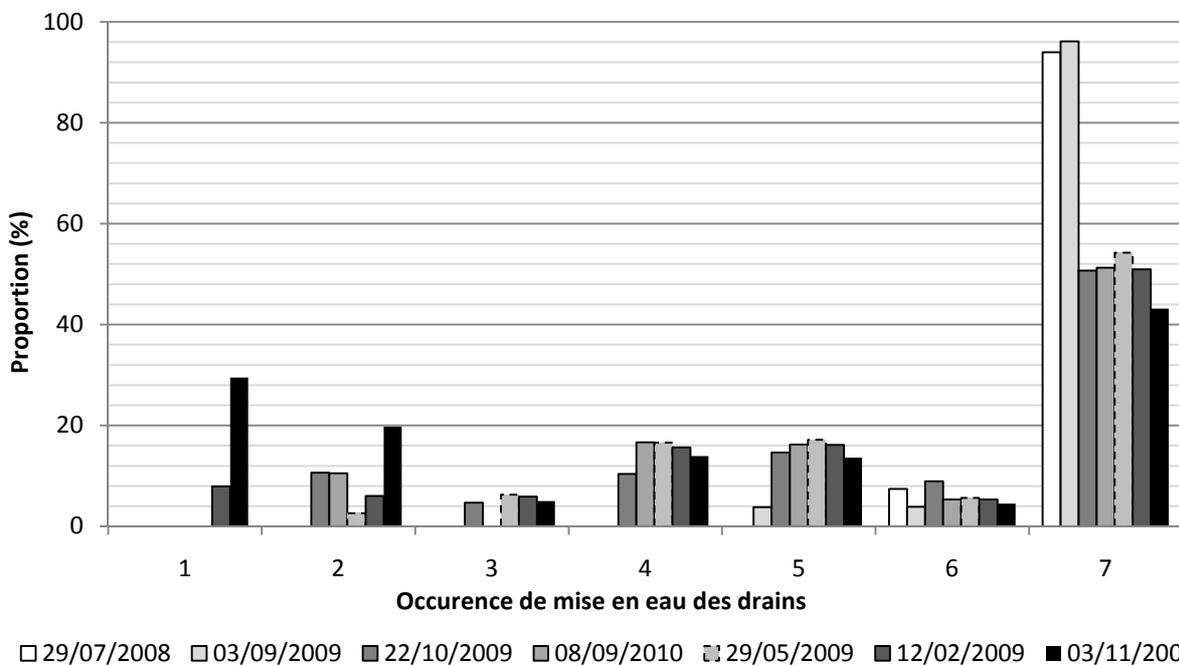


Figure 86: Occurrence de la mise en eau des drains suivis

La Figure 86 met en évidence le caractère particulier de l'épisode du 2-3 novembre 2008 par rapport à l'ensemble des événements suivis. Ainsi, un tiers de l'ensemble du réseau en eau de cet événement n'a été observé qu'à cet épisode uniquement. Ces drains temporaires sont majoritairement situés en tête du sous bassin nord. En outre, plus de la moitié de ce réseau a été observée en eau au maximum 2 fois sur l'ensemble des épisodes.

De ce fait, ce graphique met également en exergue le nombre réduit d'épisodes extrêmes observés sur la période. Ainsi, seul l'épisode du 12 février 2009 présente lui aussi des drains dont la mise en eau est unique. En outre, excepté pour le réseau du 2-3 novembre 2008, plus de 50% des réseaux en eau de chaque épisode sont des tronçons observés en eau à chaque campagne de terrain.

Cette observation générale montre globalement une période 2007-2010 assez pauvre en épisodes de crue. La plupart des observations met clairement en évidence la redondance de la plupart des

tronçons du réseau pérenne. L'évènement du 2-3 novembre 2008 représente quant à lui le seul épisode de crue automnale observée pendant ces travaux.

Si les drains les plus fréquemment en eau sont majoritairement situés sur le sous bassin sud, la majorité des drains temporaires (occurrence=1) sont localisés dans le bassin nord et sont liés à l'évènement du 2-3 novembre 2008 (voir Figure 87).

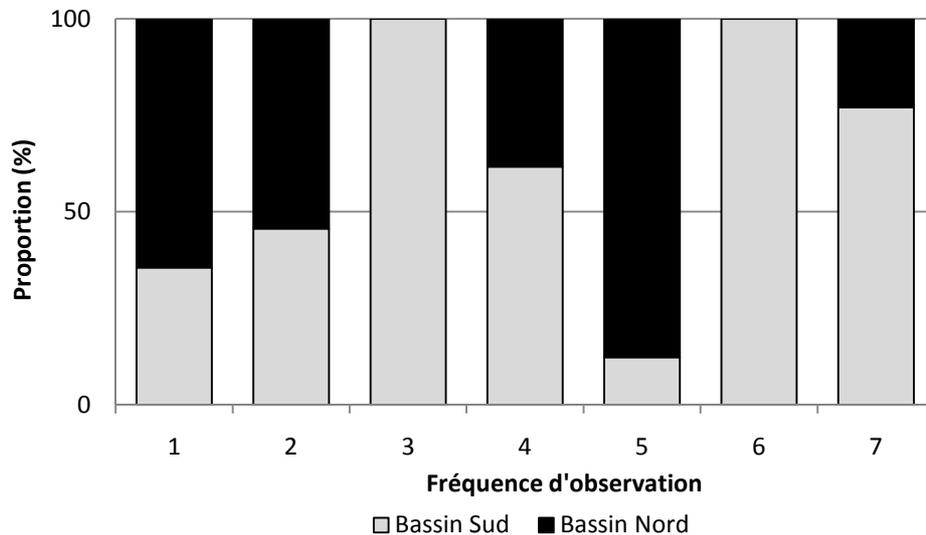


Figure 87: Répartition des occurrences de mise en eau des drains des deux sous bassins du Crébadès

Ce graphique met clairement en évidence la stabilité des drains du sous bassin sud, contenant plus de 75% des tronçons les plus fréquemment mis en eau (occurrence=7) et l'intégralité des tronçons observés sur 6 campagnes de terrain. A l'inverse plus de 60% des drains temporaires observés une seule fois sont en tête de bassin nord et sont directement issus de l'évènement du 2-3 novembre 2008. Les drains observés seulement 2 fois en eau sont également majoritairement situés sur le bassin nord. Enfin, le thalweg principal de ce sous bassin, observés 5 fois en eau, représente 80% des drains observés à cette occurrence.

Révélaient les différences de pérennité des réseaux entre les deux sous bassins, ce graphique met une fois de plus en exergue l'importance de l'évènement du 2-3 novembre 2008 par rapport à l'ensemble des épisodes suivis.

C'est pourquoi est présenté dans la suite de ce travail une analyse hydrologique événementielle, spécifiquement basée sur cet épisode. Après une mise en contexte hydro-météorologique de l'épisode, la partie suivante traite de l'extension du réseau en eau, des débits mesurés et de leurs localisations, et enfin des temps de réaction et de réponses du réseau aux différentes averses de cet évènement.

VI.3.2. Situation hydrologique de l'automne 2008

Deux évènements importants ont touché les Cévennes en 2008, la troisième semaine du mois d'octobre et dans les premiers jours du mois de novembre. L'OHMCV relève ainsi que « deux épisodes pluvieux importants les 21-22 octobre et 1-2 novembre 2008 ont occasionné de nombreux dégâts » dans la région des Cévennes (OHMCV, 2009).

Le premier évènement était localisé au pied des Cévennes : la Grand Combe (sur le Gardon d'Alès) a ainsi reçu 470mm et le Vidourle à Quissac a débordé.

Le second évènement a concerné une zone bien plus large que le premier: une grande partie de la région des Cévennes et du Vivarais et également les départements de la Loire et de la Haute-Loire étaient aussi concernés. Les cumuls les plus importants ont été relevés en Lozère (480 mm à la Croix de Berthel) (OHMCV, 2009).

Ce deuxième évènement, observé sur le bassin du Crébadès, est analysé dans les paragraphes qui suivent.

VI.3.3. Présentation de l'évènement du 1er au 3 novembre 2008

La Figure 88 présente les intensités pluviométriques et les débits mesurés à l'exutoire du bassin du Crébadès sur la période du 1^{er} au 3 novembre 2008.

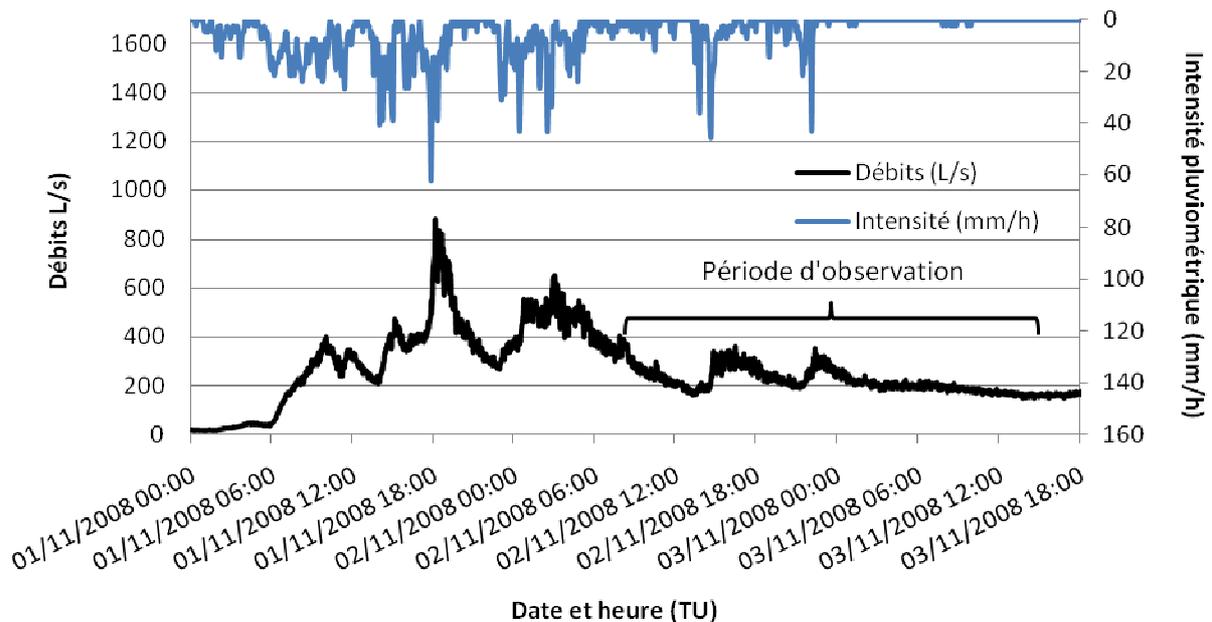


Figure 88: Pluie et débits de l'évènement de début novembre sur le bassin du Crébadès

L'épisode pluvieux a commencé le 1er novembre et s'est terminé le 3 novembre au matin. L'intensité pluviométrique maximum de 62,4 mm/h est atteinte le 1^{er} novembre vers 18h. Le cumul total sur l'évènement est de 410,2 mm. Le débit maximum est atteint le 1er novembre peu après 18h avec une valeur de 882 L/s, formant un débit spécifique de $0,96\text{m}^3/\text{s}/\text{Km}^2$.

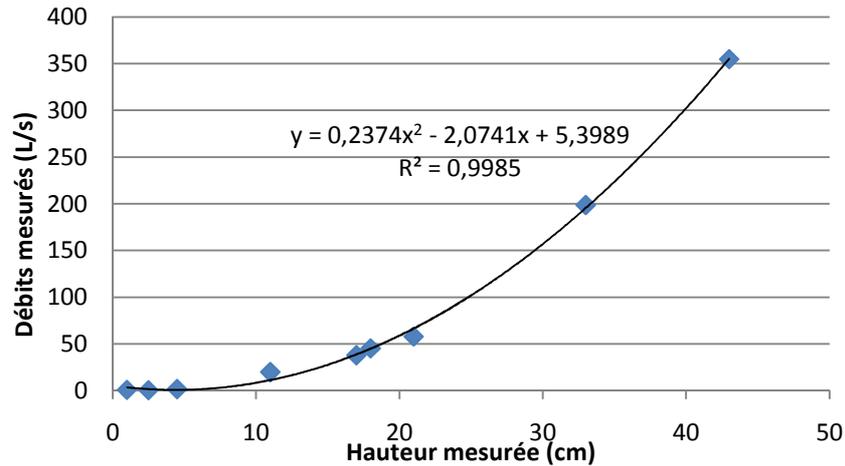


Figure 89: Courbe de tarage de la station exutoire du Crébadès

La Figure 89 présente la courbe de tarage de la station exutoire du Crébadès reliant la hauteur de la lame d'eau aux débits correspondants, mesurés par jaugeage par dilution (voir Annexe VI). Une fonction de type polynomiale de degré 2 permet d'établir la relation entre hauteurs et débits avec un coefficient de détermination de 99.85%. Cette fonction a été utilisée pour l'obtention des débits présentés à la Figure 88. Si la relation établie permet de correctement refléter l'évolution des débits mesurés en fonction de la hauteur d'eau, elle ne s'applique qu'aux données actuellement disponibles dans l'intervalle des hauteurs d'eau pour lesquelles les débits ont été mesurés. Il faut noter que l'extrapolation des débits à des hauteurs non mesurées est sujette à précaution car la fiabilité de la relation à d'autres intervalles n'est pas connue.

La période d'observation de terrain s'est déroulée entre le 2 novembre au matin et le 3 novembre au soir, soit à partir de 16h après le pic de crue. Deux averses supplémentaires dont les intensités maximum ont été supérieures à 40mm/h se sont déroulées pendant la campagne d'observations. Bien que d'intensité équivalente à celle de la nuit du 1er au 2 novembre, ces deux dernières averses n'ont pas provoqué une hausse des débits comparable. Leur durée, nettement plus réduite que les précédentes, pourrait être à l'origine de ces différences de réaction à l'exutoire.

La période d'observation correspond donc davantage à une phase de récession des débits, de vidange du bassin et de ressuyage des sols plutôt qu'à une phase d'humectation et de recharge.

VI.3.3.i. Extension du réseau hydrographique en eau

La cartographie suivante (Figure 90) présente l'extension maximale du réseau hydrographique observé en eau et les débits maximum mesurés et observés sur les deux jours d'observation.

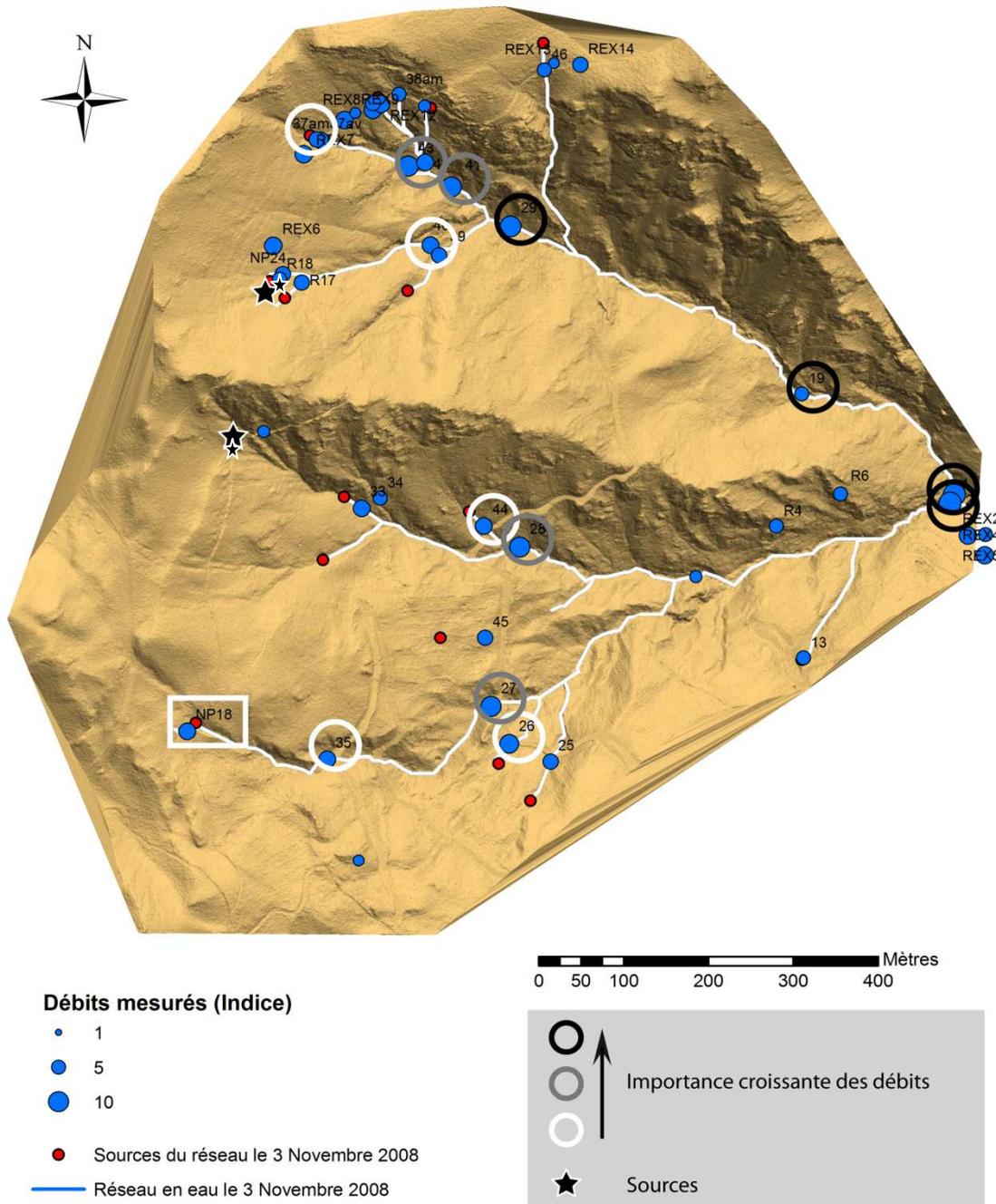


Figure 90: Extension du réseau hydrographique du Crébadès et débits mesurés les 2 et 3 novembre 2008

Sur cette cartographie sont présentés à la fois les débits effectivement mesurés mais aussi les observations faites sur les types d'écoulements. Ces données sont représentées selon l'indice hydrologique précédemment décrit (Tableau 12). Les étoiles localisent des points d'observations où des exfiltrations sont régulièrement observées, sous épisodes ou pendant les périodes intermédiaires. Lorsqu'elles produisent un débit suffisant, ces exfiltrations alimentent le cours d'eau le plus proche. Dans le cas inverse, l'eau se ré-infiltre plus en aval.

Sur le terrain, un fort contraste entre les versants exposés au sud, présentant de fortes pentes et une végétation de maquis clairsemée, et ceux exposés nord, avec des pentes globalement plus douces et un couvert forestier important, est clairement identifiable. De même, sur le sous bassin sud, le réseau présente un développement différencié en fonction de l'orientation du versant: les versants nord présentent davantage de drains que ceux exposés au sud. A l'inverse, dans le sous bassin nord, le développement du réseau ne semble pas influencé par l'orientation des versants.

Le réseau en eau du bassin nord, d'une longueur totale inférieure à celui du bassin sud (1892m contre 2358m), présente pourtant davantage de ramifications, notamment dans sa partie haute, en comparaison du bassin sud où les sources du réseau sont situées relativement plus bas en altitude. Le sous bassin sud, plus large, est en réalité plus développé dans sa partie inférieure que le sous bassin nord, créant cette différence de longueur totale. Les hypothèses pouvant expliquer le développement différencié des réseaux des deux sous bassins seront développées dans la suite de cette partie, appuyées sur différents résultats présentés dans les paragraphes qui suivent.

VI.3.3.ii. Analyse des débits mesurés

La Figure 91 présente les débits mesurés lors de la période d'observation de cet évènement.

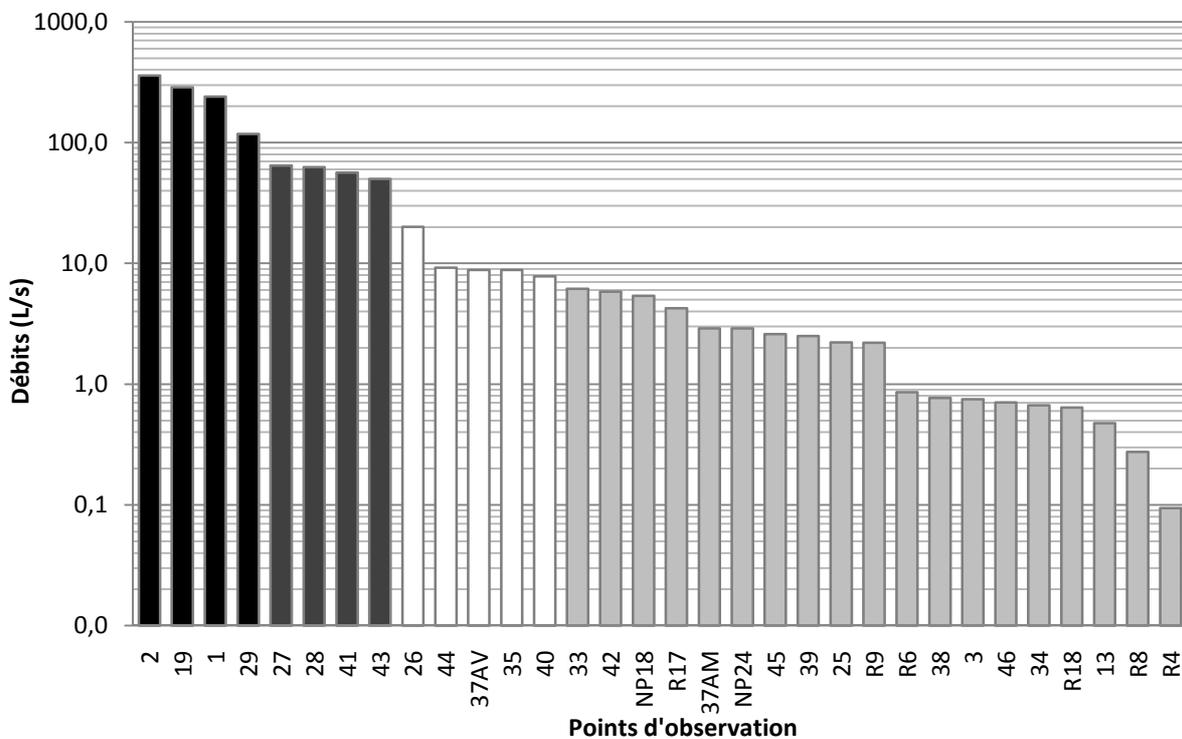


Figure 91: Débits ordonnés, mesurés les 2 et 3 novembre 2008 sur le bassin du Crébadès

Les couleurs des barres de l'histogramme font référence aux cercles de même couleur sur la Figure 90. On constate ainsi que sur les quatre débits les plus importants, supérieurs à 100 L/s, trois sont situés dans le bassin nord, jusqu'à une altitude assez élevée, tandis que le 4^{ème} débit est mesurée à l'exutoire du bassin sud. Les débits supérieurs à 50 L/s sont observés sur les deux sous bassins bien que cette classe de débit soit représentée à des altitudes supérieures dans le bassin nord. La même remarque peut être appliquée aux débits compris entre 8 et 20L/s.

Le bassin nord, en plus d'une ramification située plus à l'amont sur le versant que sur le sous bassin sud, présente donc les débits les plus importants du bassin sur cet épisode.

Plusieurs facteurs peuvent expliquer ces différences observées entre les deux sous bassins.

La première hypothèse concerne la variabilité spatiale des précipitations. Il est tout à fait possible d'imaginer que le bassin nord ait reçu plus de précipitations que le bassin sud, expliquant à la fois les différences sur la valeur des débits et l'importance du développement du réseau hydrographique en eau, notamment en tête de bassin.

Toutefois, la différence observée sur les débits spécifiques aux exutoires étant particulièrement importante ($0,91 \text{ m}^3/\text{s}/\text{Km}^2$ à l'exutoire du bassin nord contre $0,46 \text{ m}^3/\text{s}/\text{Km}^2$ à l'exutoire du bassin sud), il semble que la seule variabilité pluviométrique ne puisse pas pouvoir expliquer ces écarts.

Une deuxième hypothèse concerne la morphologie globale des deux sous bassins.

Le sous bassin sud présente à la fois davantage de versants exposés au nord et des pentes globalement plus douces que le sous bassin nord. Ces caractéristiques facilitent la formation de sols plus profonds et l'installation de surfaces forestières plus importantes.

Une plus grande profondeur de sol permet un stockage plus important des eaux précipitées et augmente par conséquent les potentialités de production d'écoulements sub-surface, en nappe ou suivant les macroporosités (augmentées par la présence de racines de la végétation arborée). En outre, elle favorise les infiltrations plus en profondeurs qui peuvent alimenter des nappes aval, notamment en bas de versant. En fonction du niveau piézométrique et de la topographie des versants, ces nappes peuvent générer des écoulements surface par exfiltration.

L'hypothèse est que ce mécanisme serait responsable de la configuration du réseau en eau observé sur le sous bassin sud. Il permettrait d'expliquer à la fois le faible développement du réseau sur ses hauts de versants et sa plus grande importance dans la partie inférieure, la présence d'écoulements surface étant liée à l'exfiltration d'eau précédemment infiltrée en amont sur ses versants.

Au contraire, le bassin nord, plus accidenté, possède davantage de versants exposés au sud. L'importance des pentes de ces versants limitant l'épaisseur des sols, ils exhibent régulièrement la roche mère à nu. Les possibilités de stockage ainsi limitées par l'importance des pentes et l'absence de sol font que ces zones sont potentiellement plus réactives aux précipitations.

Pourtant, dans ce sous bassin, le réseau est aussi développé sur les versants exposés au nord que sur ceux exposés au sud bien qu'ils présentent des différences importantes en terme de profondeur des sols. Suivant l'hypothèse évoquée précédemment, les hauts de versants exposés au nord auraient dû moins réagir que ceux exposés au sud, et donc présenter un développement plus réduit de leur réseau hydrographique en eau. Une explication de la mise en eau de ces drains est menée dans la Partie 5 de ce document.

Une dernière hypothèse concernant la topographie des versants, et plus particulièrement les ruptures de pente qui peuvent y apparaître, peut ici être avancée.

Les points d'observations figurés par des étoiles sur la Figure 90 localisent des exfiltrations provoquées par des ruptures de pente accidentelles sur les versants.

Le premier point est situé dans le bassin sud, au bas d'un versant forestier orienté à l'est et présentant une pente légèrement supérieure aux pentes des versants avoisinants. De nombreuses exfiltrations proviennent des pieds de châtaigniers où le sol a été érodé par ruissellement autour des troncs, provoquant ainsi une rupture de pente marquée. Ces écoulements, trop faibles pour participer aux débits du drain aval, s'infiltrèrent directement après avoir été exfiltrés.

Le même type d'exfiltration est observé sur le sous bassin nord, cette fois au sein d'un versant exposé au nord, présentant de fortes pentes et une densité arborée importante. La rupture de pente, toujours formée par la présence d'un châtaigner, permet l'exfiltration d'écoulements de sub-surface provenant de l'amont du versant. Cette fois, le débit des exfiltrations participent à celui du drain situé à l'aval, développant ainsi le réseau de cette partie du versant.

Des ruptures de pente accidentelles sur un versant peuvent donc jouer un rôle important dans la présence et la naissance d'un écoulement surfacique. Le sous bassin nord, plus accidenté en tête de bassin, présentant de nombreuses ruptures de pente, pourrait ainsi faciliter l'exfiltration d'eau de sub-surface ou provenant des multiples fissures des schistes, notamment sur les hauts de versants. Cette deuxième hypothèse pourrait expliquer la présence d'un réseau particulièrement développé sur les hauts de versants exposés au nord.

Les deux sous bassins semblent donc suivre des fonctionnements hydrologiques différents, liés notamment à l'exposition et la topographie des versants : l'un capable de stocker davantage d'eau dans ses épaisseurs de sols, favorisant les écoulements sub-surfaciques et en profondeur, capable de juguler la dynamique des précipitations ; l'autre plus réactif, limitant les infiltrations par absence de sol et exfiltrant plus rapidement l'eau précipitée en raison d'une topographie plus accidentée. Ces hypothèses seront à confronter aux caractéristiques morphologiques des ces deux sous bassins dans la Partie 5 de ce document.

Si ces hypothèses sont vérifiées, alors les débits et donc le développement du réseau au sein du sous bassin nord devraient diminuer aussi rapidement que le versant a réagi aux précipitations, par une exfiltration accélérée des volumes précipités. Or, les débits en tête de bassin (partie nord et sud) ont été mesurés dans la matinée du 3 novembre, soit plus de 10 heures après la dernière averse. Si le sous bassin nord semble plus réactif, ces observations tendent à prouver qu'il est toutefois capable de soutenir les débits au sein du réseau hydrographique plusieurs heures après une précipitation.

Dans la suite de ce travail est analysée la réactivité des réseaux aux précipitations grâce à l'analyse croisée des données pluviométriques et limnimétriques, fournies par les instruments disponibles pendant cet évènement.

VI.3.3.iii. Temps de réaction et temps de réponse

Les capteurs capacitifs disponibles sur cet évènement sont les TC2 et TC3, situées sur le sous bassin nord (voir Figure 92) et des données de hauteur d'eau sont disponibles à la station située à l'exutoire du bassin.

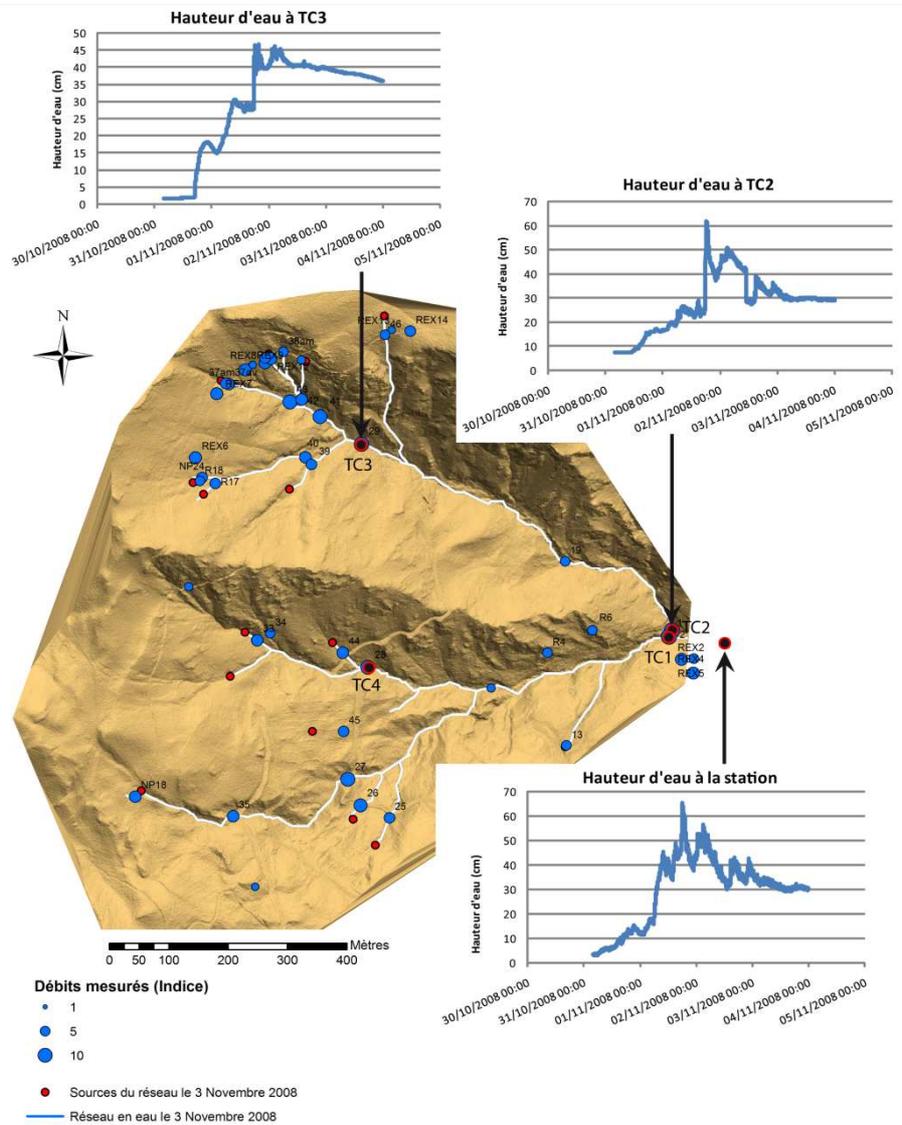


Figure 92: Localisation des capteurs en place sur le bassin du Crébadès du 1^{er} au 3 novembre 2008

Pendant cet épisode, aucune donnée n'est disponible sur le sous bassin sud. Les capteurs ont été détériorés par l'intensité des débits (TC1), ou ont donné des valeurs aberrantes (TC4), sûrement liées à la qualité de l'installation du capteur, qui venait juste d'être mis en place à cette époque.

Les limnigrammes présentés à la Figure 92 montrent des réactions différenciés du réseau. S'il est possible de retrouver les différents pics de hauteurs d'eau aux différents instruments, les profils de montée du niveau d'eau restent très différents. A la canne TC3, on observe une série de pics formant comme des « marches d'escaliers », la hauteur de l'eau ne diminuant pas entre chaque pic. A la canne TC2, le niveau de l'eau augmente rapidement et diminue de la même manière. Le pic principal, le 1^{er} novembre aux alentours de 18h, se distingue nettement des autres pics par sa hauteur et sa brièveté. On observe également un effondrement brutal du niveau d'eau le 2 novembre en milieu de journée, probablement dû à l'évacuation d'un embâcle situé à l'aval du capteur. Permettant de

maintenir un certain niveau d'eau durant l'épisode, il le fait brutalement chuter lorsqu'il se détruit, pouvant engendrer ce type de profil sur un limnigramme. A la station, les pics de hauteur d'eau sont réguliers et clairement découpés. Aucun obstacle ne semble avoir perturbé la mesure.

A partir des données de hauteur d'eau des capteurs et des données du pluviographe installé sur le bassin, il est possible de déterminer le décalage temporel entre (voir Figure 93) :

- Le départ des précipitations et le départ de la montée de l'eau au sein du réseau, appelé ici temps de réaction (T_{rn})
- Le moment du pic d'intensité pluviométrique et le moment du pic de hauteur d'eau atteint en réponse à cette précipitation : le temps de réponse (T_{rp})

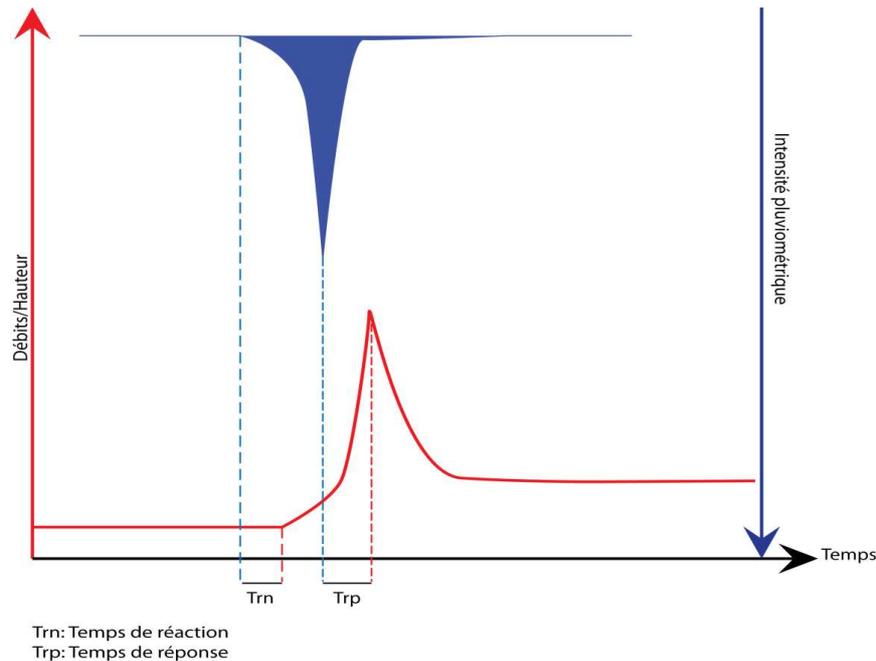


Figure 93: Calcul des temps de réaction et de réponse

Il est à noter que certains départs de montée du niveau d'eau et certaines hauteurs d'eau maximum sont atteints avant le début des pluies ou le pic d'intensité, donnant des temps de réaction et de réponse négatifs. Ceci peut s'expliquer par la variabilité spatio-temporelle des précipitations. Ainsi, il est tout à fait possible qu'une onde de pluie passe à l'endroit des instruments avant d'être relevée par le pluviographe. Dans ce cas, lorsque T_{rn} et T_{rp} sont négatifs, ils sont ramenés à la valeur 0, traduisant une réaction instantanée.

Pour la détermination de ces temps, les précipitations sont séparées en averse. Une précipitation appartient à une averse différente des précipitations antérieures dès lors :

- qu'il y a absence de pluie pendant au moins 5 minutes pour des intensités $>15\text{mm/h}$
- qu'il y a absence de pluie pendant au moins 10 minutes pour des intensités $>5\text{mm/h}$
- qu'il y a absence de pluie pendant au moins 30 minutes pour des intensités $<5\text{mm/h}$

Les temps nécessaires à la séparation des averses sont ainsi d'autant plus importants que les averses sont d'intensités réduites. Pour de faibles précipitations régulières dans le temps, il est en effet impossible de séparer les précipitations en averses si les périodes de transitions (sans précipitations) ne sont pas suffisamment longues. Déterminés empiriquement par l'analyse croisée des intensités pluviométriques et des réactions des réseaux pour les différents épisodes étudiés, ces seuils ont été soumis à validation après chaque nouvel événement analysé. L'étude d'événements supplémentaires

nécessite donc la réévaluation constante de ces seuils. Ils seront appliqués à l'ensemble des analyses menées dans la suite de ces travaux.

Les moments de déclenchements et d'intensités maximales des averses sont déterminés par analyse des intensités pluviométriques au pas de temps de 5 minutes. Ils sont ensuite comparés aux moments des déclenchements et des pics de niveau d'eau enregistrés par les capteurs capacitifs et à la station. Les temps de réaction et de réponse sont ensuite calculés afin de suivre leur évolution au fur et à mesure de l'épisode et des différentes averses associées.

La figure suivante (Figure 94) présente le découpage des différentes averses qui ont eu lieu entre le 31 octobre et le 3 novembre 2008 et les temps de réaction et de réponses associés. Les intensités pluviométriques présentées sont calculées sur un pas de temps de 5 minutes.

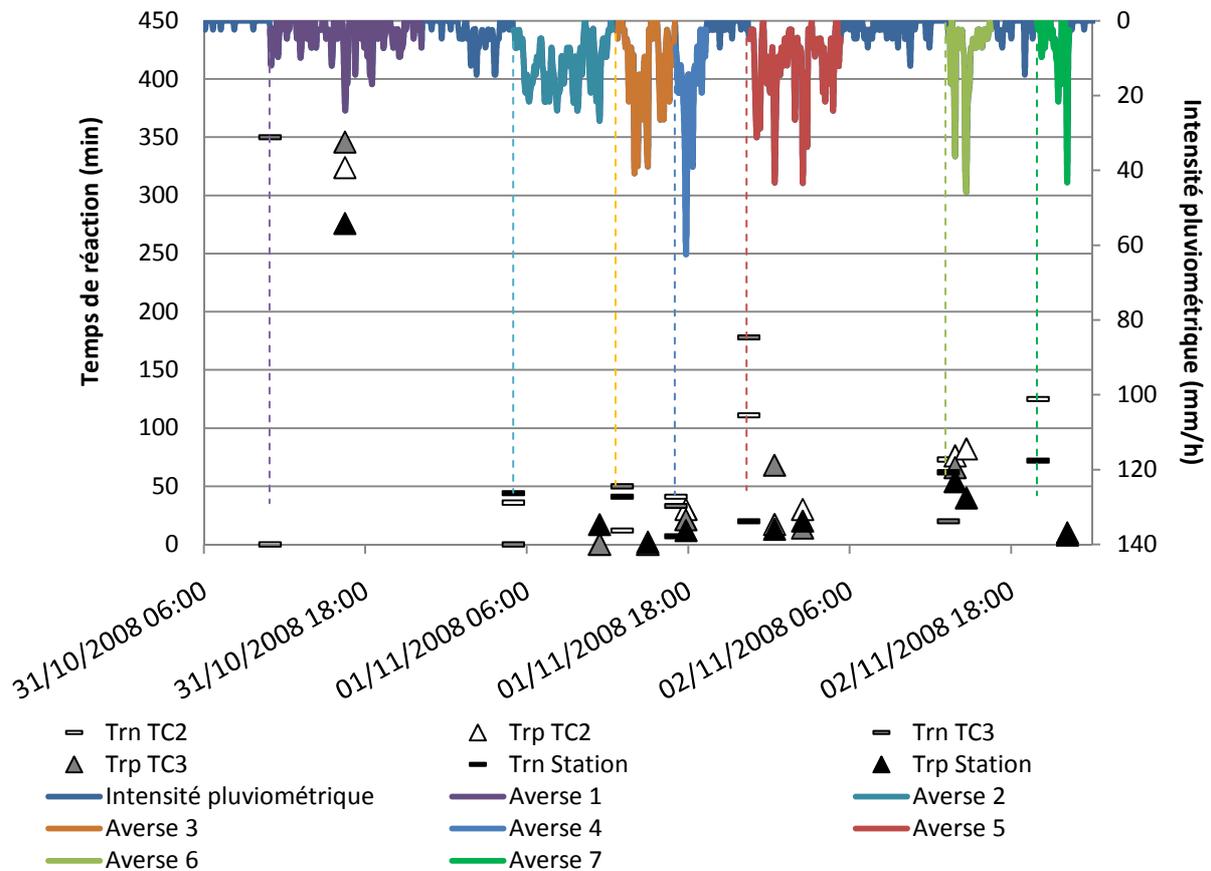


Figure 94: Temps de réaction et de réponse aux averses de l'épisode du 1er au 3 novembre 2008 sur le Crébadès

Cet évènement débute le 31 octobre à 10h55 et se termine le 3 novembre à 22h30. D'une durée importante (3 jours et demi), il est constitué d'une série de 7 averses, découpées selon la Figure 94. Les temps de réaction et de réponses des réseaux, importants en début d'épisodes (près de 6h), tendent à diminuer fortement au cours de l'évènement, pouvant aller jusqu'à des réactions instantanées sur certaines averses.

Chacune des averses et des réactions des différents instruments sont présentées en détail dans le Tableau 15.

Averse	Début	Durée	Description de l'averse et intensités maximales (<i>i_{max}</i>)	Réaction du réseau
1	31/10/2008 10h55	11h	Longue averse d'intensités irrégulières et modérées <i>i_{max}</i> : 24mm/h à 16h30	Très lente réaction du réseau. Trn et Trp entre 4 et 6h sauf TC2 : réactions instantanées
2	01/11/2008 5h	7h20	Longue averse irrégulière d'intensités supérieures à l'averse 1 <i>i_{max}</i> : 26mm/h à 11h25	Trn/Trp averse 2 < Trn/Trp averse 1 Trn (TC2 et Station) : 40min Trp (TC2 et Station) : 15min. TC3 : réactions instantanées
3	01/11/2008 13h05	3h50	Beaucoup plus courte et intense que les deux premières averses. Deux premiers pics de 41mm/h (14h15 et 15h), un troisième de 26mm/h à 16h10	Un seul pic de hauteur d'eau Trn TC3 : 10min Trn TC2 et Station : 50min Trp tous instruments : instantanés
4	01/11/2008 17h05	2h15	La plus forte intensité de l'ensemble de l'évènement est atteinte durant cette averse qui a provoqué le pic de crue <i>i_{max}</i> : 62mm/h à 17h50	Trn : entre 7 et 41min Trp : de 12 à 30min. Ces temps de réponse, relativement élevés pour l'intensité pluviométrique et l'état hydrologique du bassin qui essuie à sa quatrième averse, sont plus importants que l'averse précédente de moindre intensité
5	01/11/2008 22h30	6h50	Averse longue et irrégulière Deux pics d'intensité de 43mm/h à 00h25 et 2h30	Deux pics de hauteur d'eau Trn : de 20min à 3h Trp : de 13min à 68min Trp averse 5 ≈ Trp averse 4 Trn averse 5 > Trn averse 4
6	02/11/2008 13h20	3h10	Averse courte et intense Deux pics d'intensité de 36mm/h à 13h50 et de 46mm/h à 14h40	Trn averse 6 < Trn averse 5 Trp averse 6 > Trp averse 5 Trp ≈ Trn : de 54min à 76min Trp Station < Trp TC2 et TC3
7	02/11/2008 20h00	2h30	<i>i_{max}</i> : 43mm/h à 22h10.	TC3 n'a pas réagit à cette précipitation Trn TC2 et Station : entre 72min et 125min Trp TC2 et Station : 10min et 8min

Tableau 15: Description des averses et des réactions des différents capteurs les 1^{er} et 2 novembre 2008 (Bassin du Crébadès)

La première averse de cet épisode est particulièrement longue et de faible intensité et génère des réactions très lentes du réseau. A la station, le niveau d'eau monte même trop faiblement et trop régulièrement pour déterminer le temps de réaction. La deuxième averse se différencie de la première par de nombreux pic d'intensité supérieurs à 20mm/h. En comparaison de la première averse, le bassin réagit nettement plus rapidement. La troisième averse, plus courte et intense,

confirme la tendance à une plus grande réactivité du bassin. La quatrième averse, pourtant la plus intense de tout l'évènement, n'a pas provoqué une réaction plus rapide des réseaux que la précédente averse. Les temps de réaction et de réponses restent toutefois les plus faibles de l'ensemble de l'évènement avec la précédente averse. Survenant 3h après la quatrième, la cinquième averse, dont l'intensité est relativement plus faible que les averses précédentes et la durée bien plus importante, génère une réaction plus lente du bassin que précédemment. La sixième averse, 15h après la précédente, pourtant de forte intensité, vient confirmer la tendance d'une baisse de réactivité du bassin. La septième et dernière averse, pourtant comparable à la précédente, engendre des temps de réaction relativement lents mais des temps de réponses bien plus courts.

Globalement, les temps de réaction et de réponse diminuant au cours de l'épisode, il est possible qu'ils soient fortement dépendants de l'humectation progressive du bassin. Cependant, la réactivité du bassin est aussi accélérée par les fortes intensités pluviométriques des averses, indépendamment de l'état hydrologique du bassin, comme le montrent les averses 3 et 4.

La durée entre deux averses peut également influencer sur la réactivité du bassin. Une période sans averse permet la vidange des nappes, le ressuyage des sols et implique par conséquent une désaturation rapide du bassin. La rapidité de cette vidange est augmentée par l'importance des pentes et du couvert végétal favorisant les écoulements en macropores. Ce phénomène de vidange tend à faire diminuer fortement la réactivité des réseaux. C'est pourquoi la réactivité a tendance à diminuer en fin d'épisode, les dernières averses étant séparées par des périodes relativement longues sans précipitations.

En outre, les temps de réaction sont en général plus importants que les temps de réponses.

Le temps de réaction correspond au temps nécessaire à l'eau (en surface ou en sub-surface) pour passer du versant (son point de chute) au réseau principal (sur lequel sont situés les capteurs), dans lequel elle va provoquer une montée du niveau d'eau. Ce temps révèle donc celui de la connexion hydrologique des versants au réseau principal. De ce fait, le temps de réaction ne peut être instantané uniquement dans le cas où la saturation du bassin est déjà avancée avant l'apparition de l'averse.

En ce qui concerne les temps de réponses, dans l'hypothèse d'une saturation progressive du bassin, les nappes de versant ont une plus grande probabilité d'être connectées avec celles du réseau hydrographique au moment du pic d'intensité pluviométrique qu'au départ de l'averse. Une fois connectées, la vitesse de l'onde de crue provoquée par la surpression appliquée sur le haut de la nappe et provenant d'une augmentation des intensités pluviométriques (pics de précipitations) est alors bien supérieure à la vitesse réelle de l'eau (Beven, 1989). Ce phénomène d'intumescence de nappe pourrait ainsi expliquer les réactions instantanées des réseaux aux pics d'intensité pluviométriques. En outre, il permet d'expliquer l'importance des temps de réaction en comparaison des temps de réponse. Suivant cette hypothèse, il est probable que la réactivité des réseaux, soumis aux régimes des précipitations, est largement influencée par la connectivité hydraulique de sub-surface entre versants et réseaux, donc par la saturation globale du bassin.

En résumé, il semble que l'imbrication des processus d'humectation et de vidange (fonction de la durée et de l'intensité des précipitations dans la chronologie de l'épisode) mais aussi la connectivité des chemins hydrologiques entre versants et réseaux soient responsables de la réactivité du bassin aux précipitations. La complexité de ces processus, variables dans le temps et dans l'espace, peuvent ainsi générer des réactions différenciées pour des pluies équivalentes (exemple des deux dernières averses).

Afin d'approfondir la compréhension de la réactivité du réseau, une analyse de l'influence de l'état hydrologique du bassin sur les temps de réaction et de réponses est menée à travers la Figure 95.

Pour cela, un nouvel indice, inspiré de l'IPA, a été utilisé dans le but de rendre compte des phénomènes de ressuyage des sols ayant cours lors des épisodes, pendant les périodes sans précipitations entre deux averses. Cet indice, appelé Indice des Averses Antérieures, permettant de rendre compte de l'influence des différentes averses d'un épisode sur l'état hydrologique des bassins, est utilisé comme témoin de l'humidité des sols à l'échelle de l'évènement.

Son calcul correspond à celui de l'IPA, appliqué sur les données de précipitations à un pas de temps de 5 minutes :

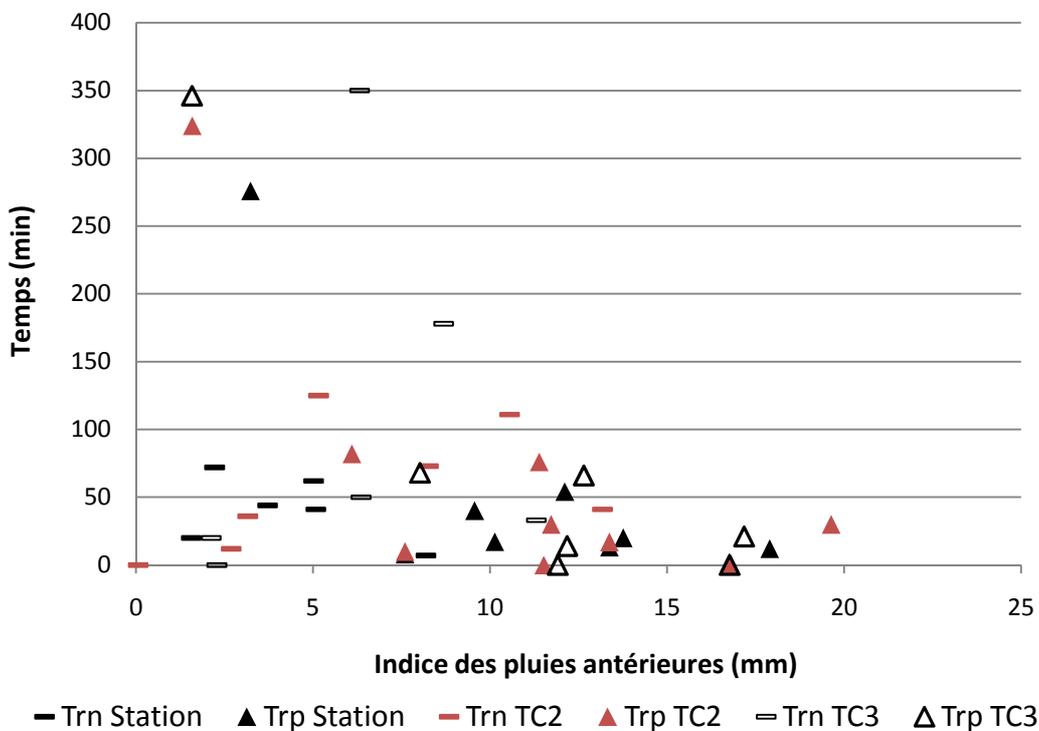
$$IAA_t = k \cdot IAA_{t-1} + C_p$$

Avec :

k : constante de rabattement (0,9)

C_p : cumul de pluie entre l'instant t-1 et l'instant t (pas de temps de 5 minutes)

Cet indice n'a pas été calibré dans le cadre de ce travail : la constante de rabattement a été conservée à 0,9. Les précipitations antérieures jusqu'à 2h30 ont donc un impact sur la valeur de cet IAA.



Globalement, les temps de réaction et de réponses diminuent avec l'augmentation de l'IAA, leur variabilité se réduisant également fortement avec cet indice. Ainsi, l'ensemble des temps de réponses et de réaction aux IAA les plus élevées (>13mm) sont compris entre 0 et 50min tandis qu'aux IAA les plus faibles (<7mm), ils présentent des valeurs allant de 0 à 350min.

Le synchronisme des instruments s'accroît donc avec une augmentation de l'IAA. En effet, plus l'IAA est élevé, plus les instruments ont des temps de réponses équivalents. Cette observation semble à priori cohérente avec l'hypothèse énoncée précédemment. En effet, plus l'IAA est élevé, plus on s'attend à ce que le bassin soit saturé. Dans ces conditions, les nappes, lorsqu'elles existent, sont davantage connectées entre elles. Cette connexion, notamment dans les bas de versant, permet de connecter les nappes de versant avec les nappes du cours d'eau principal. Lorsque cette connexion est établie, le réseau est d'autant plus réactif aux variations de volume d'eau provenant du versant.

Cette dernière observation vient donc soutenir l'importance de l'état hydrologique du bassin sur sa réactivité aux précipitations.

Enfin il est à noter que les instruments se déclenchent, la plupart du temps, au niveau chronologique, de l'aval (station) vers l'amont (TC3). En effet, les temps de réaction et de réponse sont généralement plus faibles à la station qu'à TC2 et TC3, quelle que soit la valeur de l'IAA. De plus, hormis certains déclenchements synchrones, les temps de réactions et de réponse sont variables pour une même précipitation.

Si l'on admet un bassin relativement imperméable provoquant essentiellement des écoulements de surface et une relative homogénéité spatiale des précipitations, on s'attend à ce que les zones amont se déclenchent soit avant les zones à l'aval, soit de manière synchrone avec celles-ci, en fonction de la longueur des chemins hydrologiques qui mènent aux différents points de mesure.

C'est pourquoi il semble davantage cohérent d'imaginer une prépondérance des écoulements sub-surfaciques et en nappe sur ce bassin. Ils deviennent des écoulements de surface lorsqu'ils rejoignent le réseau, par exfiltration. Cette exfiltration peut être générée sur une zone de rupture de pente, lorsque le niveau piézométrique coupe la surface topographique ou par intumescence de nappe en bas de versant. Le bassin se remplissant « par le bas » (Ambroise, 1998), il exfiltrerait son eau en premier lieu dans les zones aval, en bas de versant, puis avec son remplissage, les exfiltrations migreraient vers l'amont. Cette hypothèse est renforcée par la présence d'une végétation dense et d'une épaisse couche d'altérites en place sur l'ensemble du bassin. Ces facteurs augmentent en effet les possibilités d'écoulements sub-surfaciques suivant les macropores et la vitesse des écoulements au sein de ceux-ci.

L'analyse évènementielle de la réaction du bassin du Crébadès a donc permis de poser des hypothèses sur un probable fonctionnement différencié entre les deux sous bassins nord et sud et sur les chemins préférentiels de l'eau sur ce type de bassin.

Dans la suite de cette partie sont présentés les résultats obtenus sur le bassin du Cartaou et montrent les similarités et différences de fonctionnement de ces deux bassins expérimentaux.

VI.4. Bassin du Cartaou

VI.4.1. Extensions du réseau hydrographique en eau

Les Figure 96 et Figure 97 présentent les différents réseaux observés sur le bassin du Cartaou en fonction de la pérennité des drains les constituant. Les réseaux sont présentés dans l'ordre décroissant de leur longueur totale (Ltot).

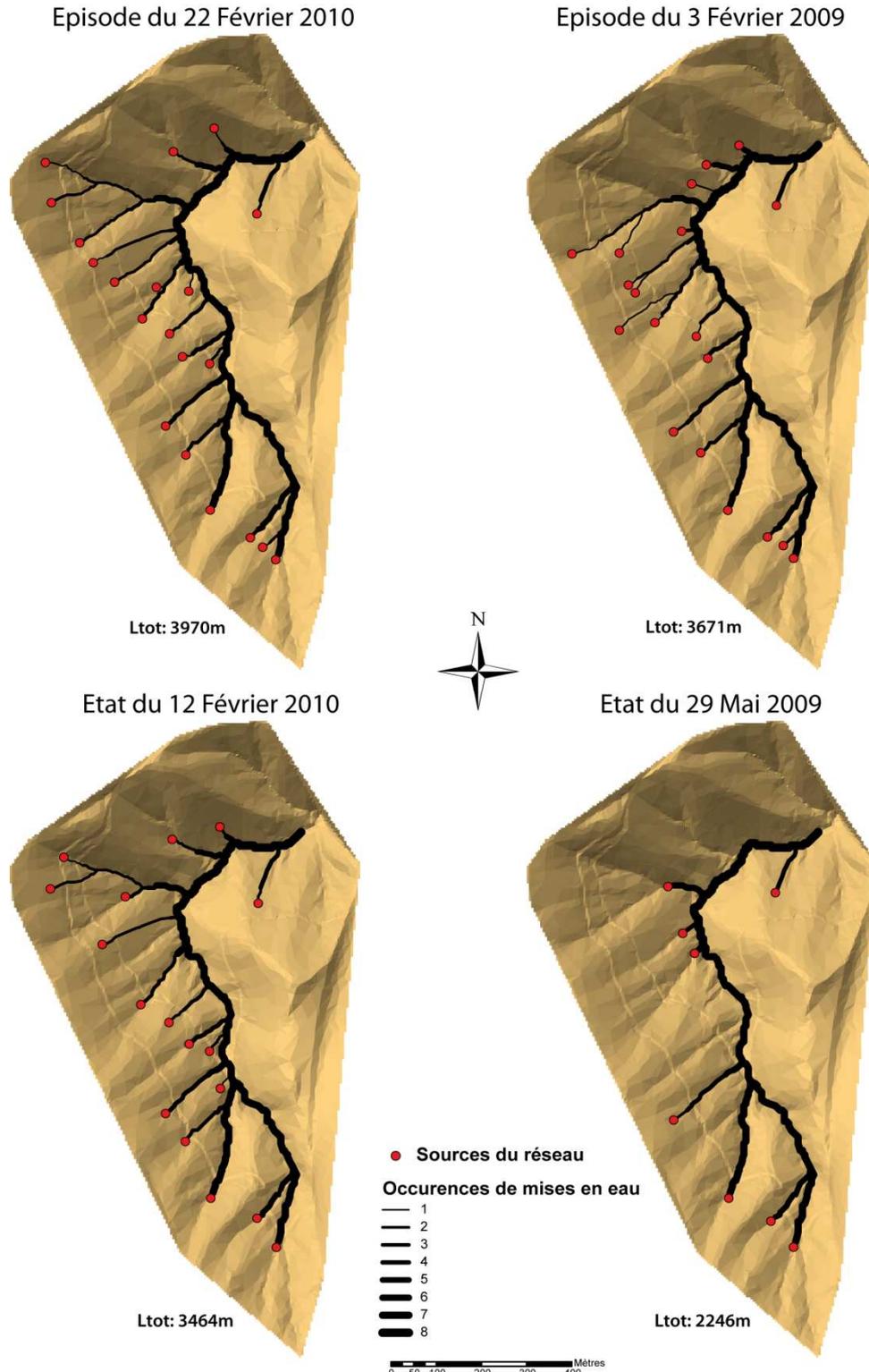


Figure 96: Comparaison des réseaux observés sur le bassin du Cartaou (1)

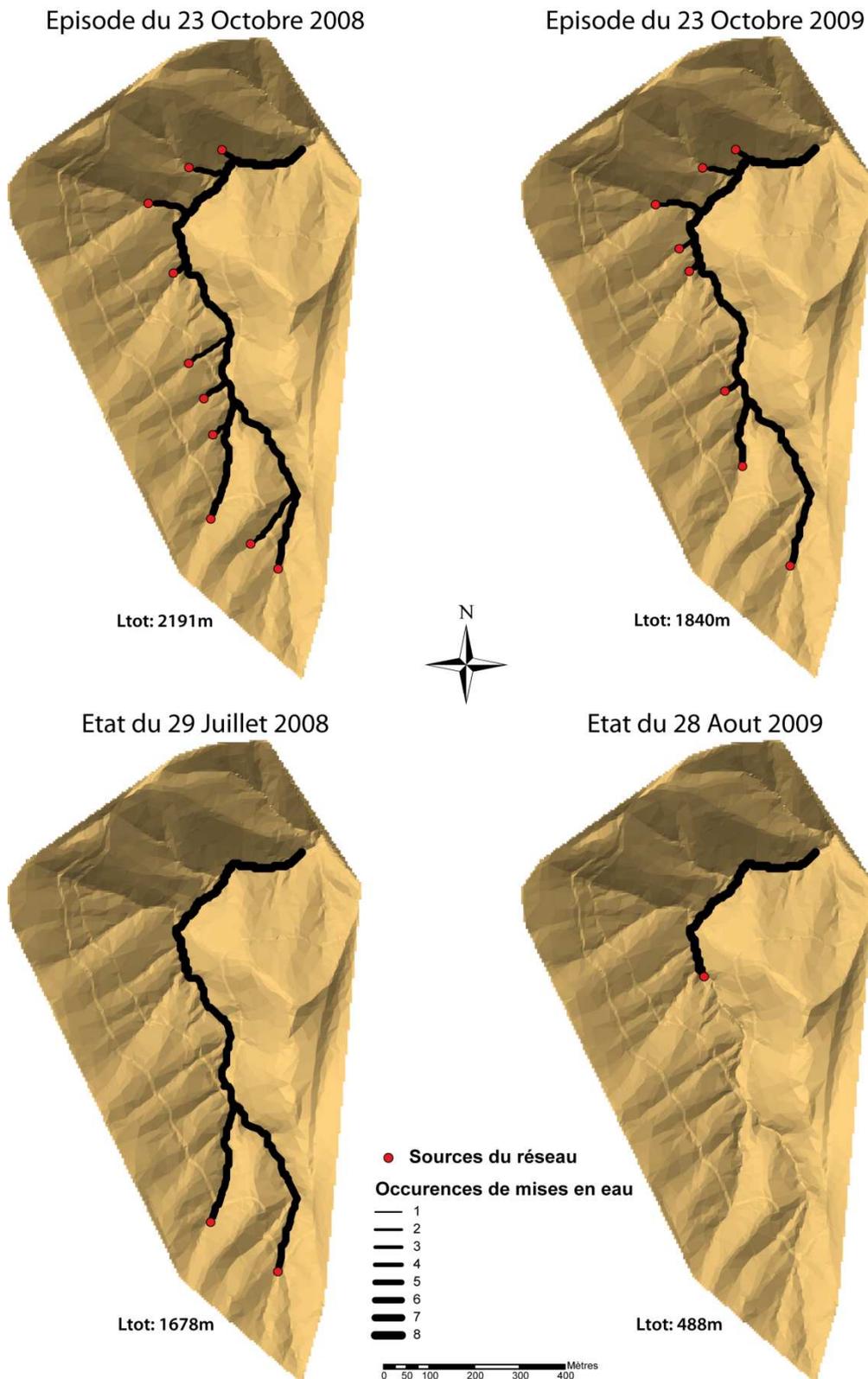


Figure 97: Comparaison des réseaux observés sur le bassin du Cartaou (2)

Avec une longueur totale de 3970m, 21 sources et 20 confluences, le réseau en eau le plus développé du bassin du Cartaou est celui de l'épisode du 22 février 2010, présentant une densité de drainage de 5,7 Km/Km². A l'inverse, le réseau le plus restreint est celui du 28 août 2008; avec une seule source, sa densité de drainage est de 0,7 Km/Km². Le réseau d'extension maximale observé sur

le bassin du Cartaou est donc nettement plus dense (de plus de 1 Km/Km²) que celui observé sur le bassin du Crébadès.

Le bassin du Cartaou présente en effet, en comparaison du Crébadès, de nombreux drains en eau sur ses versants. Le drain principal, correctement représenté par le réseau observé le 29 juillet 2008, est ainsi alimenté tout au long de son parcours jusqu'à l'exutoire par des apports latéraux, particulièrement en provenance des versants ouest. Ces versants, moins pentus que les versants est, présentent des zones de terrassement, autrefois utilisées pour la plantation de châtaigniers et de cultures vivrières. Au contraire, les versants est présentent de fortes pentes et des épaisseurs importantes d'arènes granitiques le long de la piste DFCI qui les parcourt.

L'hypothèse pouvant expliquer la dissymétrie des apports latéraux au thalweg principal est une infiltration plus importante des eaux sur les versants est, favorisée par une épaisse couche perméable d'arènes granitiques. L'eau infiltrée percolerait rapidement en profondeur sous l'effet de la gravité, importante en raison de la pente, et rejoindrait directement la nappe du thalweg principal en bas de versant.

Les observations de terrain menées après l'épisode le plus important enregistré par l'équipe de l'UMR Espace sur ce bassin en 2006 montre que ces versants ont justement largement participé à la crue, présentant des zones d'érosion et de glissements marqués suite à un ruissellement surfacique particulièrement important. Inactifs pendant l'ensemble de la période d'observation, ils seraient particulièrement réactifs dans le cas d'un épisode majeur.

Cette réactivité ne saurait être expliquée par un dépassement de la capacité d'infiltration du sol. D'une part les simulations de pluies menées sur ce bassin ont montré que la saturation n'a jamais été atteinte (soit une capacité d'infiltration supérieure à 150mm/h) ; d'autre part l'importante épaisseur d'arènes granitiques et un recouvrement végétal de pratiquement 100% autorise à penser que les écoulements se font en priorité dans les sols, en sub-surface et même en profondeur. Un ruissellement sur des surfaces saturées en bas de versant serait alors une hypothèse envisageable. Les versants est, relativement courts, une fois saturés « par le bas », auraient immédiatement réagi aux fortes précipitations et provoqué ces importants écoulements de surface.

Un autre phénomène pourrait également être à l'origine de la forte réponse de ces versants sur cet épisode. Tromp-van Meerveld et McDonnell (2006) ainsi que Graham et McDonnell (2010) proposent un mécanisme pouvant expliquer la formation de ruissellements superficiels sur le bassin versant de Panola (USA), où les écoulements de sub-surface et de profondeur semblent prédominer : le « fill and spill ».

Dans un premier temps, l'eau pénètre facilement dans des sols présentant des conductivités hydrauliques élevées. L'eau infiltrée vient ensuite s'accumuler dans la microtopographie du substratum lorsque sa perméabilité diminue fortement. Une fois que cette microtopographie est remplie et connectée aux zones saturées du versant, les écoulements de sub-surface peuvent atteindre des vitesses importantes et former un véritable réseau hydrographique au sommet du substratum. En fonction du volume de ces écoulements et de la topographie des versants, ces écoulements peuvent s'exfiltrer et produire des ruissellements rapides de surface contribuant aux débits de crue. Ce mécanisme a également été observé sur d'autres sites au Japon (Uchida *et al.*, 2005).

Sur les versants ouest, la piste DFCI tout comme les terrasses favorisent l'accumulation de matériaux à l'amont et créent une rupture de pente qui, particulièrement dans le cas de la piste, peut favoriser l'exfiltration d'eau contenue dans les épaisseurs de sol. Suivant les lignes de niveaux, ces ouvrages ont vraisemblablement une influence sur les écoulements, dans les sols comme en surface.

La Figure 98 présente la longueur totale des différents réseaux en eau observés en fonction de leur nombre de sources.

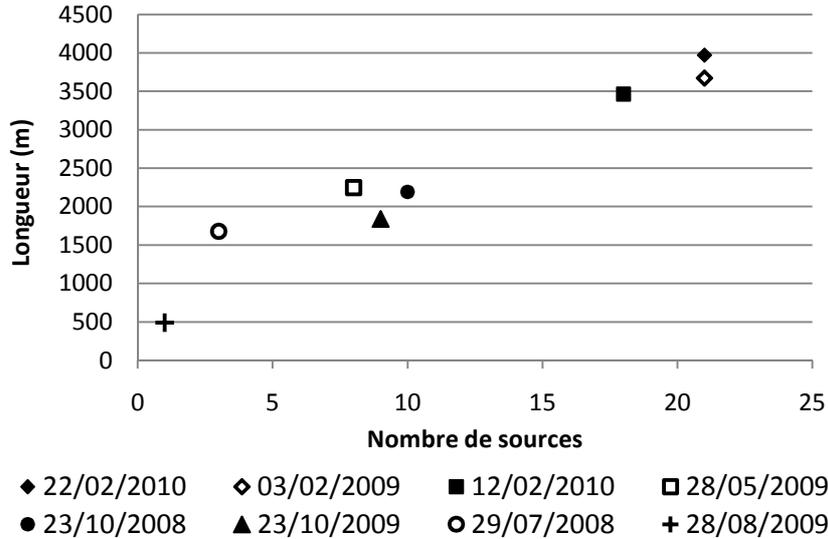


Figure 98: Longueur des réseaux en eau en fonction de leur nombre de sources

Comme pour le bassin du Crébadès, les longueurs de réseaux en eau augmentent progressivement avec le nombre de leurs sources. Cette observation vient appuyer celle des différentes extensions de réseaux présentée aux Figure 96 et Figure 97. En effet, globalement la longueur du réseau en eau augmente avec la ramification du réseau, donc avec l'apparition de nouveaux drains issus de nouvelles sources. Contrairement au bassin du Crébadès, clairement composé de deux sous bassins aux réseaux présentant des niveaux de ramifications différents, ici un seul thalweg principal est jalonné d'apports transversaux dissymétriques. Les différentes extensions de réseaux observées sont donc essentiellement fonction du nombre de drains en eau des versants ouest qui alimentent le drain principal.

La Figure 99 présente les différentes longueurs de réseaux observés en fonction de l'indice IPA du jour d'observation.

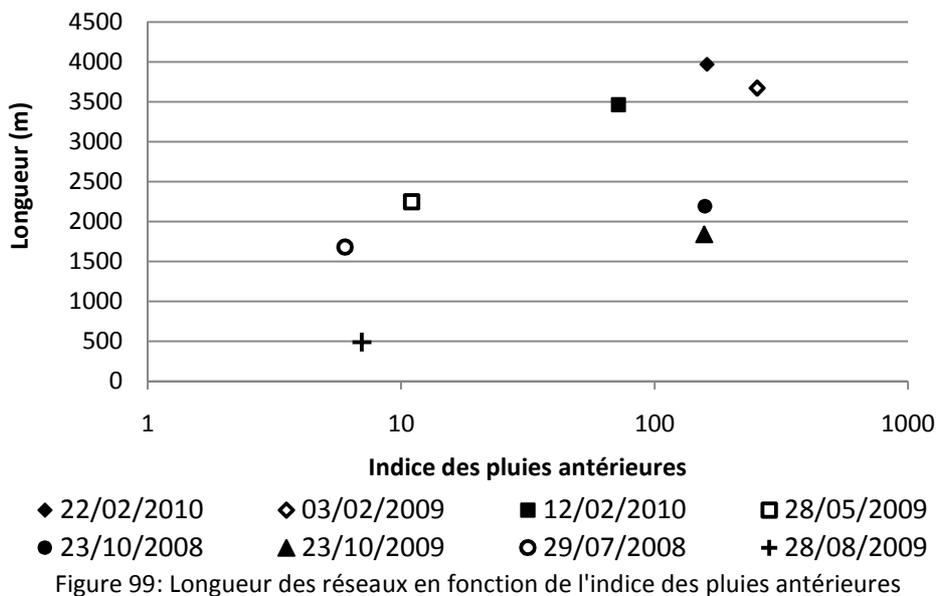


Figure 99: Longueur des réseaux en fonction de l'indice des pluies antérieures

Si la majorité des observations montre une augmentation des longueurs de réseaux avec l'IPA, ce graphique montre également les observations qui sortent de la tendance générale. C'est ainsi que les épisodes du 23 octobre 2008 et du 23 octobre 2009, pour un IPA relativement élevé (150mm),

présente une extension de réseau relativement faible par rapport aux autres observations menées sur ce bassin. De même, l'observation du 28 août 2008 semble révéler un réseau particulièrement restreint par rapport à l'IPA du jour.

Les trois observations hivernales présentent à la fois les IPA les plus élevés et la longueur de réseau en eau la plus importante. Il est à noter que l'IPA calculé prend à la fois en compte les précipitations neigeuses et pluvieuses des jours précédents. Les réseaux en eau correspondants résultent donc à la fois de précipitations liquides et de la fonte de la couverture neigeuse en place. Pour autant, la longueur de ces réseaux n'apparaît pas surévaluée au regard des extensions observées aux périodes intermédiaires (les 29/07/08 et 28/05/09). Les épisodes automnaux et l'observation de la fin d'été 2009 présentent donc des réseaux relativement réduits par rapport à l'ensemble des observations.

Le graphique suivant présente la pérennité des drains des différents réseaux observés et leur proportion au sein de ces derniers.

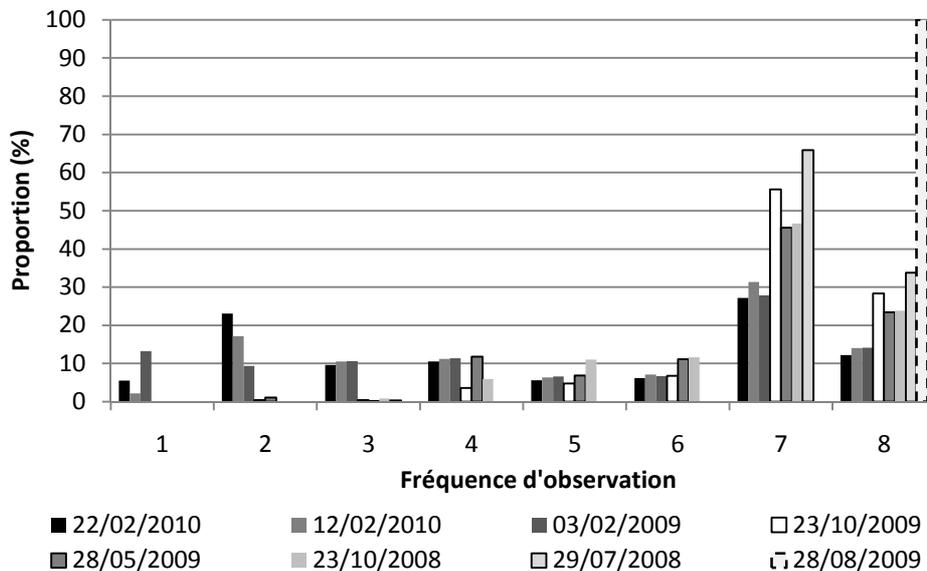


Figure 100: Occurrence de mises en eau des drains observés

Comme pour le bassin du Crébadès, la Figure 100 met en évidence le nombre réduit d'épisodes extrêmes observés sur la période. 5 épisodes sur 8 présentent ainsi un réseau dont les drains les plus pérennes (mis en eau de 7 à 8 fois) représentent au moins la moitié du réseau en eau total. Les observations menées en février 2009 et 2010 ont les plus importantes proportions de drains temporaires (mis en eau de 1 à 3 fois) ainsi que les proportions les plus réduites de drains les plus pérennes. Les réseaux de ces trois épisodes sont donc les plus importants de toute la période d'observation sur ce bassin, avec plus de 20% de drains temporaires.

Ces observations viennent appuyer celles faites concernant le bassin du Crébadès. La période 2007-2010 est pauvre en épisodes de crue. La plupart des observations met clairement en évidence la redondance du réseau pérenne, représenté essentiellement par le thalweg principal du bassin. De plus, les épisodes de crue les plus importants concernent la période hivernale et non la période automnale comme observé les années précédentes (voir Figure 79).

Dans la suite de ce travail seront présentées les observations réalisées suite aux épisodes du 3 février 2009 et du 22 février 2010. Sur l'ensemble des observations, l'épisode du 22 février 2010 a généré le réseau en eau le plus étendu tandis que l'épisode du 3 février 2009 a connu le plus important débit mesuré à l'exutoire. Ces deux épisodes sont donc présentés et comparés dans la suite de ces travaux.

VI.4.2. Présentations des évènements du 2- 3 février 2009 et du 22 février 2010

La Figure 101 présente les intensités pluviométriques et les débits mesurés à l'exutoire du bassin du Cartaou sur la période du 1^{er} au 6 février 2009. Cet épisode, qui a généré le débit le plus important observé sur la période, a été provoqué par des précipitations particulièrement faibles.

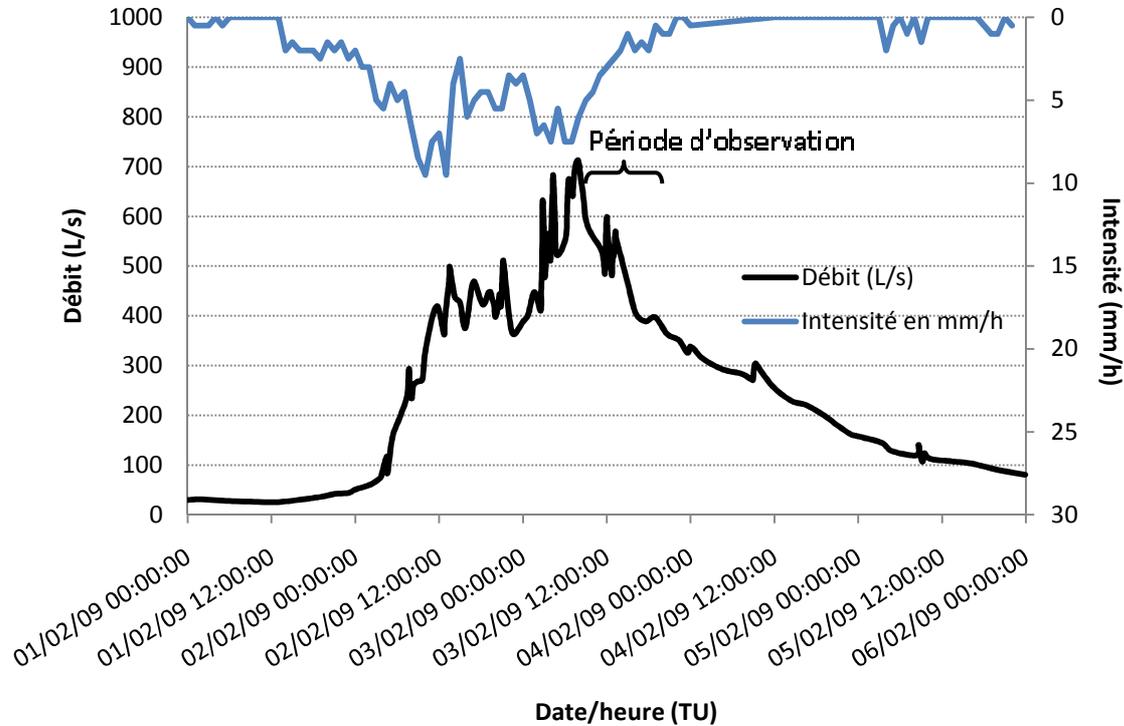


Figure 101: Pluies et débits de l'épisode du 2-3 février 2009

L'épisode pluvieux a commencé le 1er février à 13h15 et s'est terminé le 3 février à 20h40. L'intensité pluviométrique maximum de 10 mm/h est atteinte par deux fois le 2 février à 9h10 et à 12h35. Les précipitations de cet évènement sont particulièrement faibles mais le cumul total, de 240mm, reste important.

La faiblesse des intensités pluviométriques de l'épisode contraste avec les débits associés. Ainsi, le débit maximum atteint le 3 février à 7h55 est de 711L/s, formant un débit spécifique de 1,02 m³/s/Km², soit le débit le plus important mesuré sur l'ensemble des observations menées sur la période 2007-2010. L'importance de ces débits est probablement imputable à la fonte de la couverture neigeuse en place à l'époque de l'évènement.

La période d'observation de terrain s'est déroulée entre le 3 février au matin et le 3 février au soir, soit à partir d'environ 1h après le pic de crue. Durant la durée des observations apparaissent deux nouveaux pics de débits à l'exutoire, d'environ 600 L/s, à 12h01 et 13h13. Pourtant, aucune augmentation de l'intensité pluviométrique n'a été observée lors de ces deux pics de débits. Ils n'ont donc pas été provoqués par de nouvelles précipitations. Cependant, les débits maximum à l'exutoire apparaissant pendant les heures les plus chaudes de la journée, il semblerait que cet épisode soit fortement influencé par la fonte de la couverture neigeuse en place.

Contrairement à l'épisode le plus important observé sur le Crébadès, la période d'observation de cet épisode, bien qu'elle concerne une phase de déclin global des débits et des précipitations, connaît des variations de température qui influent sur le changement d'état de la couverture neigeuse et donc sur les débits mesurés sur le bassin. Les valeurs des différents débits dépendent de ce fait de

l'heure de mesure et de la durée d'exposition des différentes zones du bassin. La comparaison des différents débits mesurés ce jour est donc sujette à précautions.

La Figure 102 présente les intensités pluviométriques et les débits mesurés à l'exutoire du bassin du Cartaou sur la période du 16 au 24 février 2010. De nouveau, les débits à l'exutoire contrastent avec la faiblesse des précipitations.

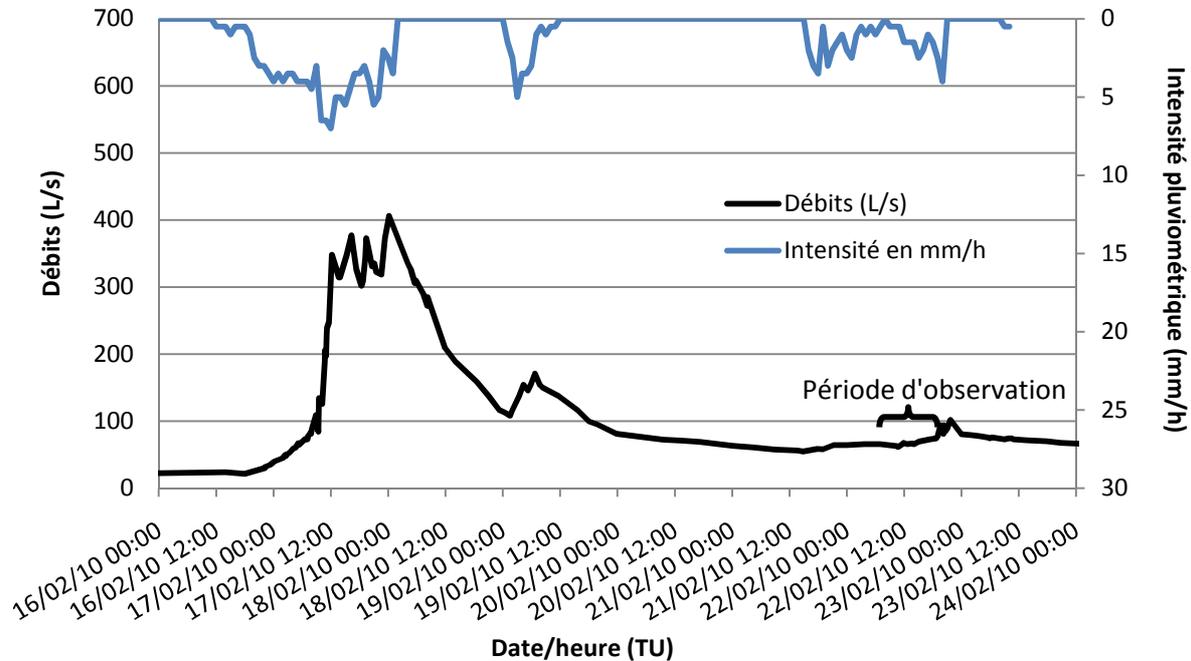


Figure 102: Pluies et débits de l'épisode du 22 février 2010

Trois épisodes pluvieux ont eu lieu sur la période du 16 au 24 février 2010, présentée à la Figure 102. Le premier a commencé le 16 février à 11h19 et s'est terminé le 18 février à 00h39. L'intensité pluviométrique maximum de cet épisode, de 7 mm/h, est atteinte le 17 février à 12h05 et le cumul sur l'épisode est de 127,5 mm. Le débit maximum de 406L/s est atteint le 18 février à 00h13, formant un débit spécifique de $0,58 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$. Le deuxième épisode a eu lieu le 19 février, de 00h39 à 9h29 et a connu une intensité pluviométrique maximum de 5 mm/h à 3h05, cumulant 22,5 mm de précipitation. Enfin, le dernier épisode a débuté le 21 février à 15h13 pour terminer le 22 février à 19h35 et l'intensité pluviométrique maximum de 4mm/h est atteinte le 22 février à 19h10, cumulant 45mm de précipitations.

Comme pour celles de début février 2009, les précipitations de cette période sont particulièrement faibles. Pourtant, bien que le cumul total des précipitations par évènement soit limité, les débits associés restent relativement élevés. La fonte de la couverture neigeuse peut là encore avoir une influence importante sur les débits à l'exutoire.

La période d'observation de terrain s'est déroulée le 22 février du matin au soir, soit plus de 4 jours après le pic de crue. Durant la durée des observations s'est déroulé le dernier épisode pluvieux qui a généré une légère élévation du débit à l'exutoire juste après la campagne de terrain. Malgré ce dernier épisode pluvieux, il semble que la période d'observation corresponde davantage à une phase de stabilisation des débits après évènement.

Les paragraphes suivants présentent les débits mesurés et les différentes extensions de réseaux en eau pour ces deux périodes d'observations.

VI.4.2.i. Extensions des réseaux en eau

La cartographie suivante (Figure 103) présente l'extension maximale des réseaux hydrographiques en eau les 3 février 2009 et 22 février 2010 ainsi que les débits maximum mesurés et observés.

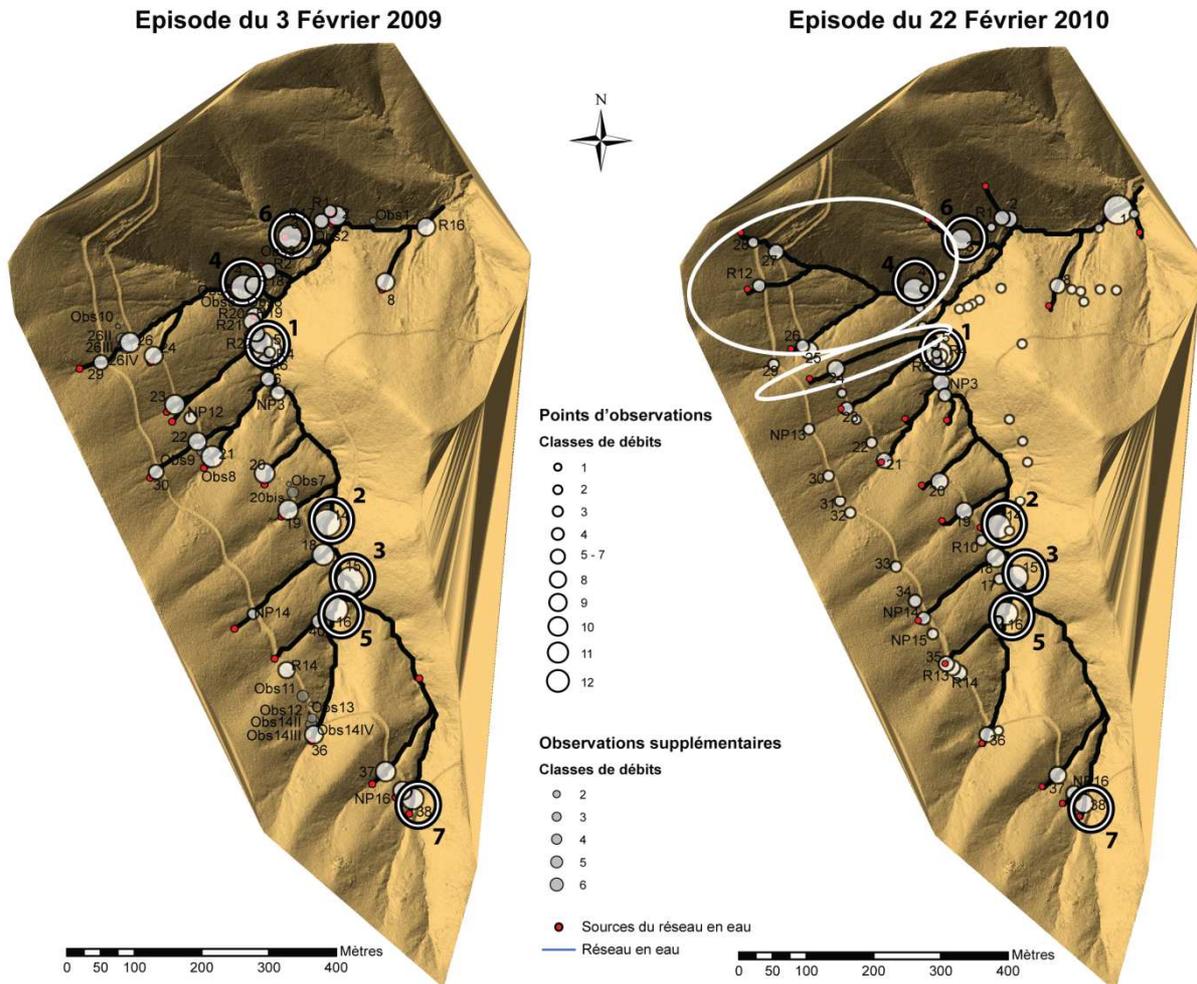


Figure 103: Réseau en eau et débits mesurés les 3 février 2009 et 22 février 2010

Les deux épisodes présentés ont été observés à des moments différents de l'épisode de crue. Les observations menées le 3 février 2009 se sont déroulées pendant la phase de récession des débits, à partir de 1h après le pic de crue, tandis que le 22 février 2010, elles sont réalisées 4 jours après et les débits se sont stabilisés. C'est pourquoi les réseaux présentés sont difficilement comparables. Cependant, le réseau observé le 22 février 2010 reste plus étendu que celui du 3 février 2009. Cette différence d'extension est essentiellement liée aux drains supplémentaires observés le 22 février 2010 au nord ouest du bassin (cercles blancs sur la Figure 103). Si les observations avaient été menées juste après le pic de crue, le 18 février 2010, il est fort probable que ce réseau aurait été d'une extension encore plus importante. Les observations menées le 22 février 2010 sur les hauts de versants le long de la piste (du point 29 au point 38), tendent ainsi à prouver que les ravines de ces versants avaient préalablement réagi.

Malgré une extension plus importante, le débit de pointe du 18 février 2010 est nettement inférieur à celui du 3 février 2009 (406L/s contre 711L/s). L'épisode du 18 février 2010 a donc généré un réseau plus étendu que celui du 3 février 2009 mais un débit nettement inférieur à l'exutoire.

VI.4.2.ii. Analyse des débits mesurés

La Figure 104 présente les débits mesurés les 3 février 2009 et 22 février 2010.

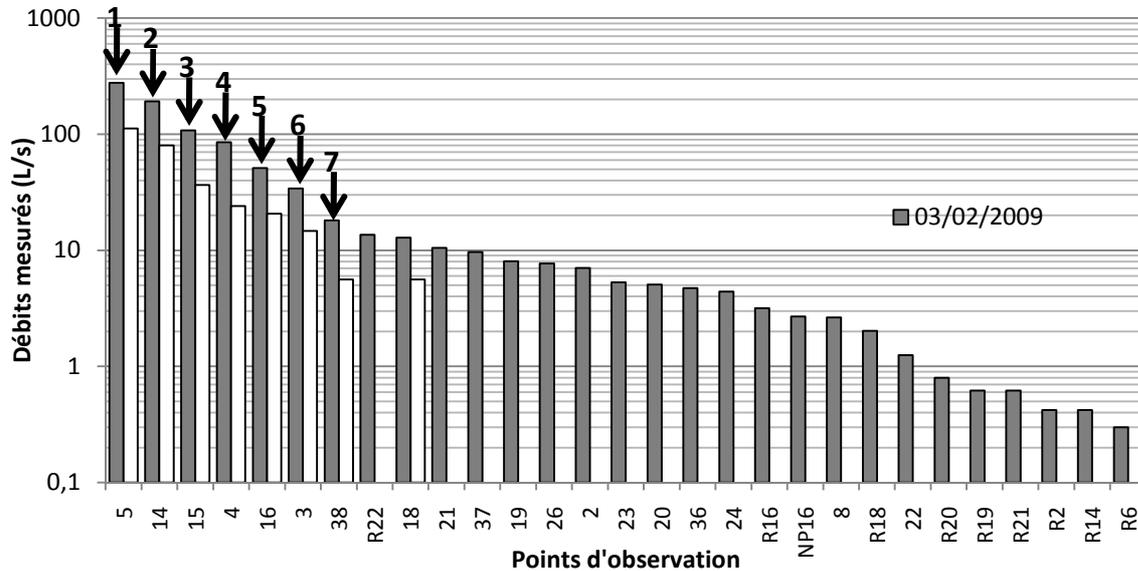


Figure 104: Débits mesurés les 3 février 2009 et 22 février 2010, ordonnés dans le sens décroissant

Les numéros des flèches sur l'histogramme font référence aux numéros des cercles de la Figure 103.

Cette figure appelle plusieurs constats.

Tout d'abord, beaucoup plus de points d'observation sont en eau le 3 février 2009. Pourtant, l'extension de ce jour est plus réduite qu'en février 2010. En réalité, les débits des sources du réseau du 22 février 2010 (et notamment dans la partie nord ouest du bassin) n'ont pas été directement mesurés, les débits étant soit trop faibles, soit indéterminables techniquement. C'est pourquoi ils n'apparaissent pas sur ce dernier graphique. Cependant, les observations menées indiquent un écoulement surfacique au niveau de ces points et justifie donc l'extension observée. De plus, il faut garder en mémoire que les observations du 3 février 2009, contrairement à celles du 22 février 2010, ont été menées juste après le pic de crue, expliquant un nombre de mesures de débits bien plus important.

Ensuite, l'importance des débits suit la même hiérarchie entre les deux dates d'observations. Dans l'ordre décroissant c'est ainsi le point 5 qui génère le plus grand débit, suivi du point 14, 15, 4, 16, 3 et enfin 38, et ceci pour les deux dates d'observation. Les trois débits les plus importants, supérieurs à 100 L/s, sont situés sur le drain principal et sont croissants de l'amont vers l'aval. Ensuite, les apports transversaux les plus importants proviennent des points 4 et 3 (cercles sur la Figure 103). Ces points sont à l'exutoire de sous bassins régulièrement actifs, notamment celui qui a généré les drains observés uniquement le 22 février 2010.

Les débits mesurés sur les différents points d'observation le 22 février 2010 sont nettement moins élevés que ceux du 3 février 2009. La durée écoulée entre le pic de crue et le moment des observations est responsable de cette différence. Cependant, il est probable qu'à période d'observation équivalente, les débits soient toujours plus importants le 3 février 2009. En effet, le cumul des précipitations et le débit de pointe de crue à l'exutoire le 3 février 2009 sont presque deux fois plus importants qu'au 22 février 2010 (240mm contre 127,5mm pour le cumul des précipitations et 711L/s contre 406 L/s pour le débit de pointe de crue). Au sein du bassin, les débits maximum

atteints pendant l'épisode du 3 février 2009 sont donc certainement nettement supérieurs à ceux du 22 février 2010.

Enfin, il faut noter la relative importance du débit mesuré au point 38, situé haut sur le versant sud. Source du thalweg principal, ce point a pratiquement toujours été observé en eau, même pendant les périodes les plus sèches.

L'analyse des extensions de réseaux et des débits mesurés montre que les débits de pointe ne sont pas fonction de l'extension des réseaux hydrographiques.

En effet, le réseau du 22 février 2010 est plus étendu que celui du 3 février 2009, surtout si l'on considère que son extension était encore plus importante au moment du pic de crue.

La zone nord ouest du bassin (dans les cercles blancs), qui a réagi uniquement le 22 février 2010, est responsable de cette différence d'extension entre les deux réseaux. Le réseau du 3 février 2009 est en effet globalement plus étendu vers l'amont sur les autres versants du bassin, les sources du réseau se situant à des altitudes légèrement plus élevées. Cependant, il faut imaginer que le réseau du 22 février 2010 est globalement plus étendu sur l'ensemble des versants ouest du bassin, comme les observations menées en haut de versants le long de la piste DFCI l'indiquent. C'est donc globalement l'ensemble des versants ouest du bassin qui ont davantage réagi le 22 février 2010.

Cette différence de réaction des versants est difficilement explicable, d'autant que l'IPA du 22 février 2010 reste inférieur à celui du 3 février 2009.

Malgré un réseau en eau nettement plus étendu, le débit de pointe du 22 février 2010 reste inférieur de moitié à celui du 3 février 2009.

Les conditions météorologiques de ces épisodes restent très particulières. Une couche de neige de l'ordre de la dizaine de centimètres, de répartition relativement homogène, a été observée sur le terrain durant ces épisodes. Des changements de phase de la couverture neigeuse, notamment provoqués par les précipitations pluvieuses de ces épisodes, à des vitesses variées et avec des répartitions spatiales dépendant de la variabilité spatiale de la pluie et des durées d'ensoleillement, ont probablement influencé les dynamiques hydrologiques et les volumes générés pendant ces épisodes.

De plus, cette couverture neigeuse peut rendre certaines surfaces imperméables en créant une couche de glace sur le sol, notamment sur les zones les moins exposées. Un phénomène de ruissellement sur ces surfaces imperméabilisées par la neige pourrait ainsi apparaître, de manière variable dans le temps et dans l'espace.

La méthodologie mise en place ne permettant pas de traiter de ce phénomène, il est difficile de proposer une explication.

Cependant, il faut remarquer que les versants de la partie nord-ouest du bassin, orientés sud-est, relativement pentus, présentent des terrasses et une surface relativement importante de roche mère à nu, liés à la présence d'une ancienne habitation. En outre, le peuplement végétal y est moindre que sur les versants avoisinants. Ces facteurs jouent certainement un rôle sur l'importance de la fonte de la couverture neigeuse et sur sa participation aux écoulements de surface.

En résumé, si les débits sont différents entre ces deux épisodes, ils sont essentiellement à expliquer par des différences de cumuls des précipitations. En ce qui concerne les différences d'extensions, il est probable que les conditions climatiques et les caractéristiques morphologiques des différents versants aient permis une plus grande extension du réseau en eau, provoquée par des débits plus faibles, liés aux vitesses de fonte de la couverture neigeuse.

Les paragraphes qui suivent se proposent d'analyser la réactivité des réseaux aux précipitations sur le bassin du Cartaou.

VI.4.3. Temps de réaction et temps de réponse

Contrairement aux paragraphes précédents, les épisodes présentés dans cette partie concernent des événements automnaux provoqués par des précipitations de fortes intensités. La faiblesse et l'homogénéité des précipitations des 3 février 2009 et 22 février 2010 empêchent en effet toute analyse des temps de réaction et de réponse sur ces épisodes.

La figure suivante (Figure 105) présente le découpage des différentes averses qui ont eu lieu les 21 et 22 octobre 2008 sur les bassins du Cartau et du Valescure, ainsi que les temps de réaction et de réponses associés. Les intensités pluviométriques présentées sont calculées sur un pas de temps de 5 minutes.

Les temps de réaction et de réponse appelés « Valescure » concernent un capteur de pression placé à l'exutoire de ce dernier, drainant une superficie de 3,88 Km². Pour mémoire, le bassin du Cartau est un sous bassin du Valescure. Ce dernier permet donc une analyse à échelles emboîtées de la réactivité des bassins.

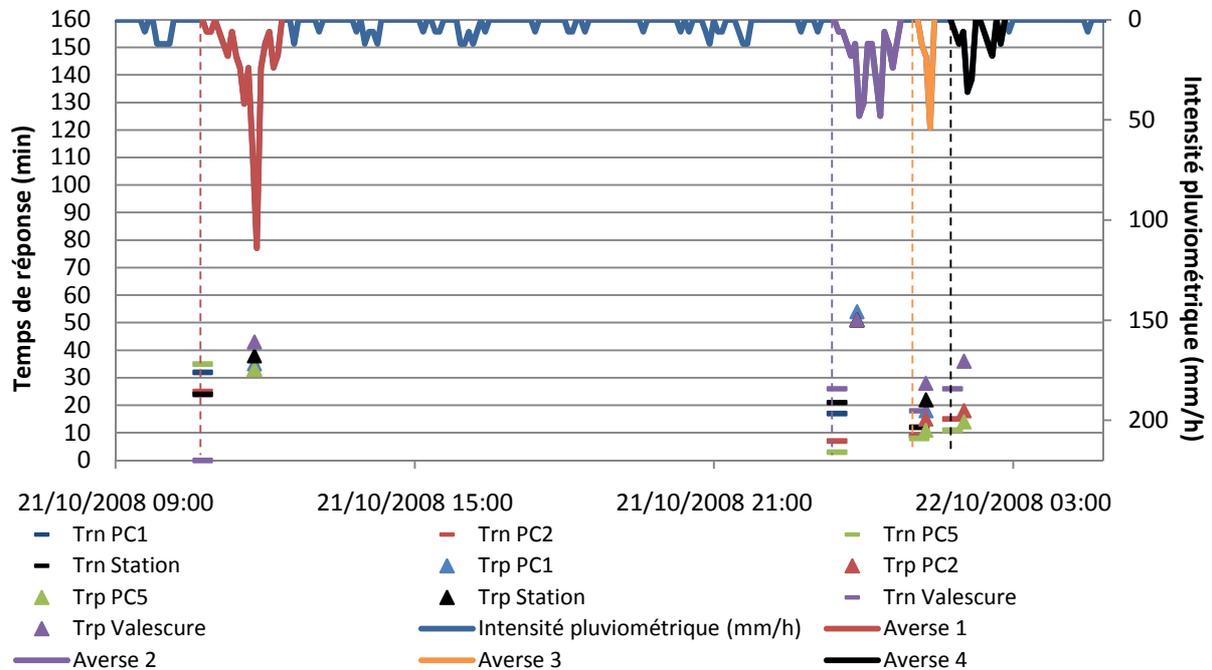


Figure 105: Temps de réaction et de réponse aux averses des 21-22 octobre 2008 sur le Cartau

Chacune des averses et des réactions des différents instruments sont présentées en détail dans le Tableau 16.

Averse	Début	Durée	Description de l'averse et intensités maximales (<i>i_{max}</i>)	Réaction du réseau
1	21/10/2008 10h45	1h35	Brutale et intense Pas d'importantes précipitations au préalable (IPA de 1,6 mm) <i>i_{max}</i> : 114 mm/h à 11h55	Trn et Trp : 25min - 40min, sauf station aval de Valescure : réaction instantanée Trn et Trp Cartaou ≈ Trn et Trp Valescure ≈ 30min
2	21/10/2008 23h28	1h11	Irrégulière et modérée Survient 11h après la première averse <i>i_{max}</i> : 48mm/h à 23h52	Trn : 3 - 28min Trp ≈ 50min Trp : Les capteurs sont tous synchrones
3	22/10/2008 01h07	12min	Brutale Survient 30min après la deuxième averse <i>i_{max}</i> : 54mm/h à 1h15	Trn tous synchrones ≈ 10 min, sauf Trn station Valescure : 20 min Trp : 10 - 30min
4	22/10/2008 01h47	1h04	D'intensité modérée Survient 1h après l'averse précédente <i>i_{max}</i> : 36mm/h à 2h01	Trn et Trp averse 3 ≈ Trn et Trp averse 4 ≈ 10min, sauf Trn et Trp station Valescure ≈ 30min

Tableau 16: Description des averses et des réactions des différents capteurs les 21 et 22 octobre 2008 (bassin du Cartaou)

Il faut noter que la localisation de la station du Valescure est relativement éloignée de celle du bassin du Cartaou. Un décalage temporel des précipitations entre ces deux bassins peut donc influencer sur le calcul des temps de réaction et de réponses.

Globalement, les temps de réactions et de réponses diminuent légèrement au cours de l'épisode. La réactivité des réseaux semble ici expliquée par l'intensité et la chronologie des précipitations. Les réactions sont ainsi d'autant plus rapides que les intensités pluviométriques sont fortes et que les périodes séparant les averses sont courtes. De plus, les temps de réponses sont en général légèrement plus importants que les temps de réaction, contrairement à ce qui avait été observé sur le bassin du Crébadès pour l'épisode du 2-3 novembre 2008.

Mais ce qui est frappant sur ce graphique est le synchronisme des réactions entre les capteurs situés à l'intérieur du bassin du Cartaou et drainant des surfaces réduites (de 0,05 à 0,5 Km²), et la station exutoire du Valescure, drainant une superficie de 4Km². Si sur les deux dernières averses le bassin de Valescure met un peu plus de temps à réagir, ses temps de réaction sont en effet dans des ordres de grandeur tout à fait comparables à ceux de la station du Cartaou et des instruments en place sur ses versants.

Le bassin du Valescure est notamment composé d'un sous bassin appelé « les Abrits », et qui draine une surface de 0,62 Km², comparable à celle du Cartaou. La station aval de Valescure est plus proche de l'exutoire des Abrits que de celui du Cartaou mais il est envisageable que ces deux bassins réagissent globalement de la même façon et rejoignent de manière synchrone l'exutoire du Valescure. Ces deux bassins drainant une superficie totale légèrement supérieur à 1 Km², le reste des apports provient d'un bassin d'environ 3Km², composé de sous bassins réduits alimentant de manière transversale le drain principal du Valescure. Il paraît peu probable qu'un bassin de 3 Km² aussi complexe puisse réagir de manière synchrone avec deux autres sous bassins de 0,6Km². C'est

pourquoi il semble intéressant d'étudier l'hydrogramme enregistré à la station aval de Valescure pour identifier les décalages temporels des réactions des différents sous bassins.

La Figure 106 présente les débits enregistrés à la station aval de Valescure pour les 4 averses étudiées précédemment.

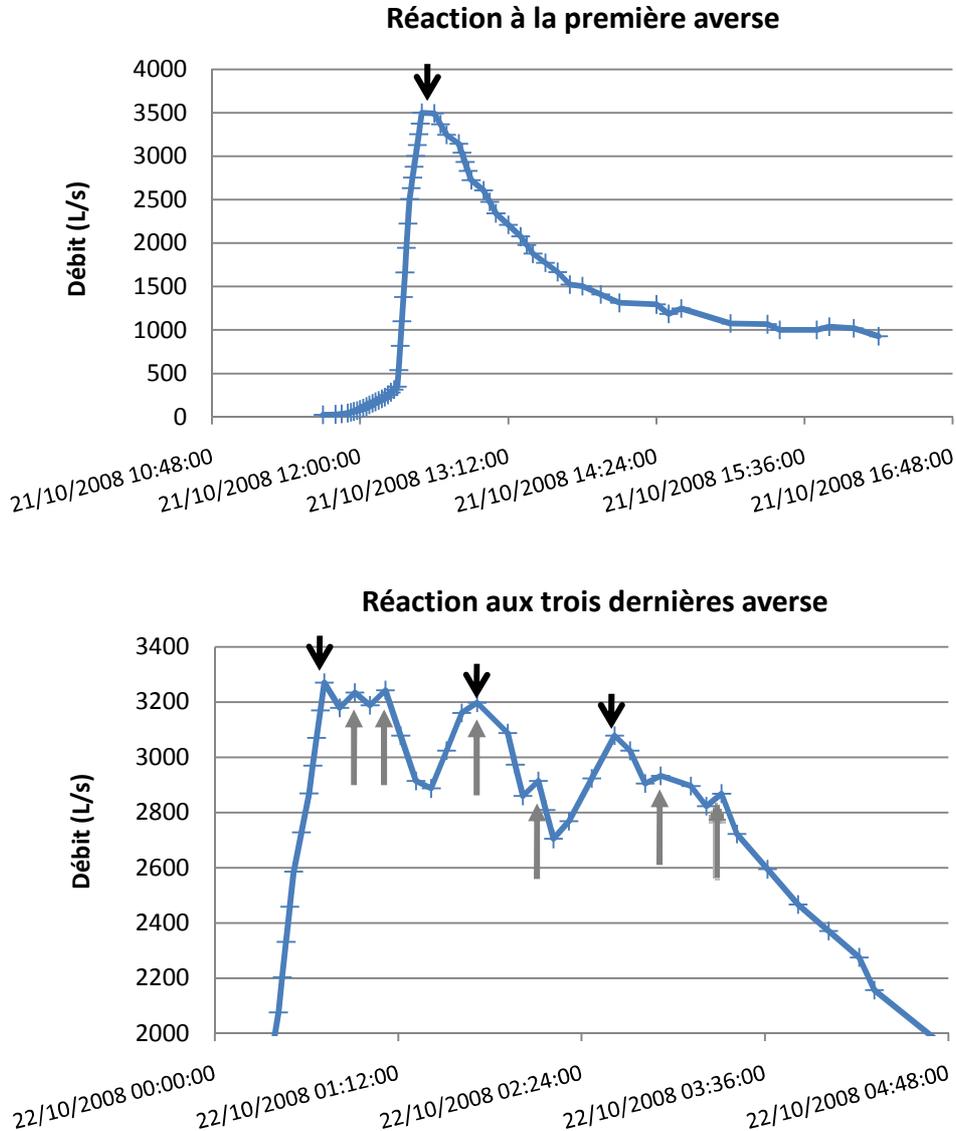


Figure 106: Débits à la station aval de Valescure (21-22 Octobre 2008)

Ces derniers graphiques mettent en avant le synchronisme des réactions de l'ensemble des bassins composant celui du Valescure sur la première averse. En effet, un seul pic de crue, nettement marqué, permet de voir que les réponses des différents sous bassins n'ont pas été décalées.

Sur les averses qui suivent, bien que les trois pics de crue soient identifiables (flèches noires), des pics intermédiaires sont également visibles (flèches grises), traduisant des réponses en léger décalé des sous bassins amont. Il paraît difficile d'identifier les sous bassins responsables des différents pics de crue à la station de Valescure. Cependant, ces décalages sont relativement limités et traduisent globalement un fonctionnement quasi-synchrone des différents sous bassins sur cet évènement.

La même analyse menée sur l'évènement du 1^{er} novembre 2008 donne des conclusions différentes.

Le graphique suivant présente ainsi le découpage des différentes averses du 1^{er} novembre 2008 sur les bassins du Cartaou et du Valescure, ainsi que les temps de réaction et de réponses associés.

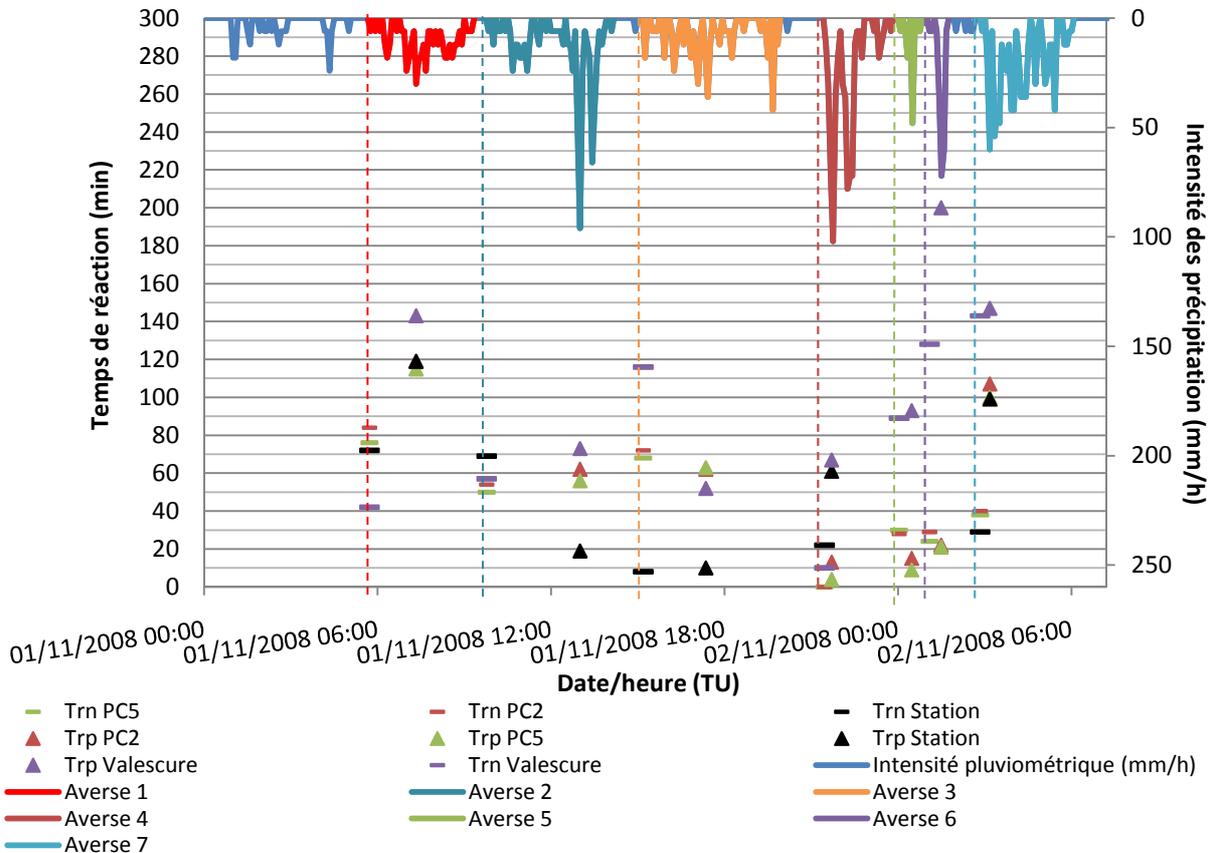


Figure 107: Temps de réaction et de réponse aux averses de l'épisode du 1er novembre 2008 sur le Cartaou

Ce qui est remarquable sur ce dernier graphique, en comparaison de l'épisode précédent, c'est l'importance des temps de réaction et de réponses à des averses pourtant plus nombreuses et en moyenne plus intenses. De plus, la variabilité de ces temps est très importante entre les différents instruments. L'exemple le plus frappant concerne la sixième averse quand la station aval de Valescure présente un temps de réponse de plus de 3h alors que les capteurs capacitifs du Cartaou réagissent dans les 20 minutes suivant le pic d'intensité pluviométrique.

Une diminution des temps de réaction et de réponse est observable de la première à la quatrième averse, depuis des temps compris entre 40 et 140 minutes à des temps compris entre 2 et 70 minutes. Ces temps s'allongent ensuite sur les 3 dernières averses, de manière particulièrement importante pour la station aval de Valescure. On peut ainsi séparer l'épisode en deux temps.

Le premier est constitué de quatre averses, les temps de réaction et de réponse entre le bassin du Cartaou et l'exutoire du Valescure sont proches, surtout sur les trois premières, et la station du Cartaou est globalement plus réactive que les autres instruments sur ses versants. Sur cette période, les pluies sont globalement régulières et d'intensités inférieures à 50 mm/h (hormis le pic de la deuxième averse). Sur la première partie de l'évènement on retrouve pratiquement le fonctionnement décrit pour celui du 21 octobre 2008. Les temps de réaction et de réponses sont globalement assez proches entre le Cartaou et l'exutoire du Valescure et ont tendance à diminuer au cours de l'épisode.

Le deuxième concerne les trois dernières averses pendant lesquelles les temps de réaction et de réponses deviennent particulièrement importants à l'exutoire du Valescure. Les temps de réaction et de réponse sur le bassin du Cartaou, quant à eux, restent inférieurs à ceux des averses précédentes. C'est pourquoi les écarts temporels entre le bassin du Cartaou et l'exutoire du Valescure se creusent au fur et à mesure de cette deuxième partie d'épisode. De plus, toujours sur cette période, les capteurs capacitifs situés à l'intérieur du bassin du Cartaou sont globalement plus réactifs qu'à la station exutoire. Enfin, contrairement à la première partie de l'épisode, cette fois les pluies sont brutales, bien que d'intensités maximales décroissantes elles sont comprises entre 50 et 100mm/h.

Dans cette deuxième partie le fonctionnement des bassins change donc très nettement. Le bassin du Cartaou est beaucoup plus réactif que celui du Valescure et les versants réagissent plus rapidement que l'exutoire sur le Cartaou.

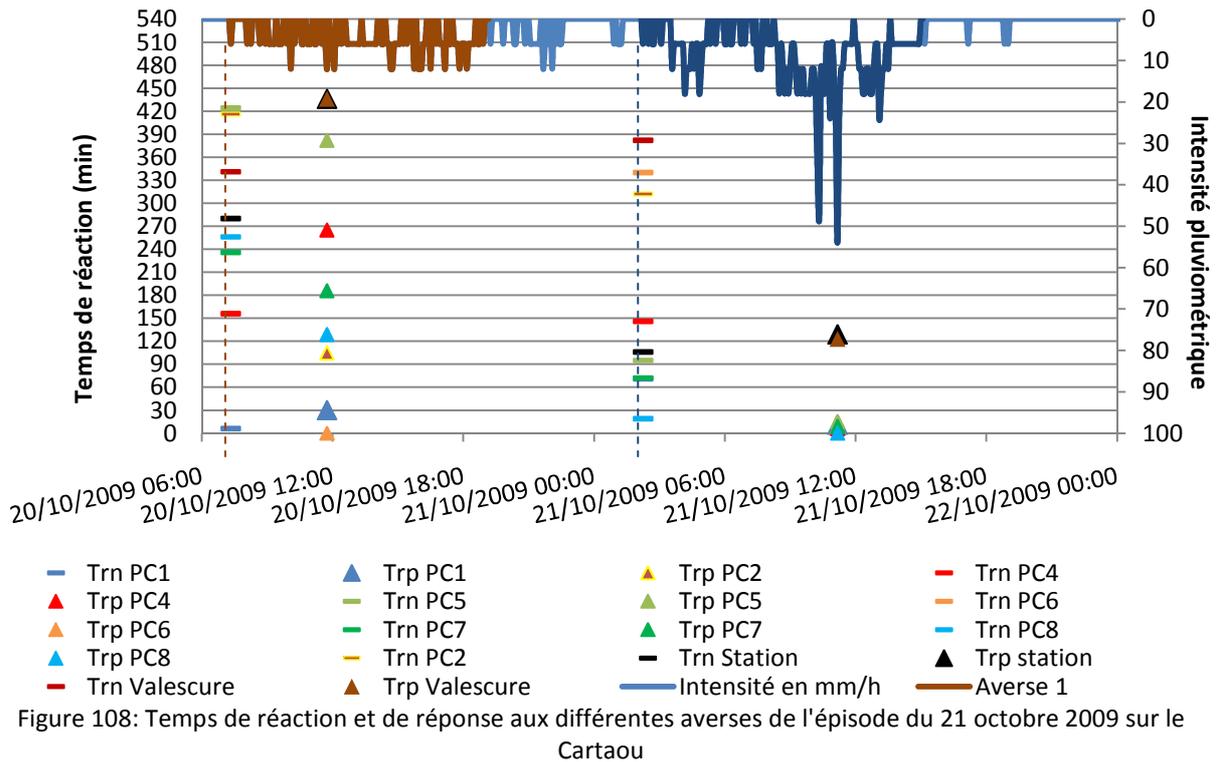
L'hypothèse proposée est que le bassin du Cartaou se sature progressivement pendant toute la première partie de l'épisode, renforçant dans un premier temps les écoulements sub-surfaciques, en nappe et de profondeur. Une fois le bassin saturé, à partir de la quatrièmeaverse, pourrait apparaître des ruissellements surfaciques de crue, provoqués par des précipitations sur surfaces saturées. Ce type de ruissellement de surface est beaucoup plus rapide que les écoulements au sein de la matrice des sols. En admettant que le bassin du Valescure de son côté n'est pas saturé en fin d'épisode, il n'y apparaîtrait aucun écoulements rapides de surface augmentant sa réactivité, ce qui expliquerait les décalages temporels entre le bassin du Cartaou et celui du Valescure.

Un mécanisme de type « fill and spill » peut également apparaître lors de ces évènements. De manière concomitante à la saturation du bassin, ce mécanisme augmenterait les vitesses d'écoulements hypodermiques, rapidement transportés vers les bas de versants. En fonction de la topographie, il pourrait également être responsable de l'exfiltration de volumes importants.

Ces types de ruissellement peuvent également expliquer la plus grande réactivité des capteurs au sein du bassin du Cartaou par rapport à la station exutoire. Ainsi, au départ de l'épisode, lorsque les écoulements dans les sols sont dominants, des exfiltrations de bas de versant peuvent apparaître, alimentant en premier lieu le drain principal. Dans la deuxième partie de l'épisode, les précipitations tombant sur des versants saturés rejoignent d'abord les drains temporaires sur les versants, puis le drain principal, avant d'atteindre la station exutoire.

Toutes ces hypothèses sont élaborées sur le postulat d'une pluie homogène sur l'ensemble du bassin versant. La variabilité spatiale des intensités pluviométriques peut effectivement influencer sur la réaction des versants et sur la variabilité spatiale de leurs réponses. A cette échelle, même si les bassins présente une topographie accidentée, il est semble néanmoins raisonnable de suivre ce postulat. En outre, la caractérisation spatiale des précipitations sur les bassins pilotes étudiés nécessiterait un investissement particulièrement important en instrumentation qu'il n'est possible de mobiliser.

Un épisode de la même époque l'année suivante vient étayer cette hypothèse de fonctionnement (voir Figure 108).



Le 20 octobre 2009 à partir de 7h20 se produit une longue averse (12 heures) régulière et de faible intensité (12mm/h au maximum). Les temps de réactions et de réponses, très variés, vont de 0 à 430 minutes. Durant cette averse, le bassin se sature progressivement.

La deuxième averse débute globalement comme la première, 7 heures plus tard, avec déjà des intensités pluviométriques plus importantes. Dans un deuxième temps, les pluies s'intensifient jusqu'à atteindre un pic de 55 mm/h à 11h10, soit plus de 9 heures après le début de l'averse. Les temps de réactions deviennent alors nettement plus courts, et particulièrement sur le bassin du Cartaou qui réagit dans les 15 premières minutes suivant le pic d'intensité pluviométrique. L'écart avec la station de Valescure est alors de plus de 100 minutes.

Sur ce nouvel épisode, un ruissellement généralisé sur des surfaces saturées ainsi qu'un mécanisme de « fill and spill » peuvent de nouveau expliquer la brutale chute des temps de réponses du bassin du Cartaou à la deuxième averse. La saturation progressive du Cartaou, précédant celle du Valescure, durant toute la première averse et le début de la seconde, serait ainsi responsable de sa plus grande réactivité.

Pour analyser cette influence de la saturation du bassin sur les temps de réaction et de réponse, les graphiques suivants présentent l'ensemble de ces temps, par épisodes, en fonction de l'IAA.

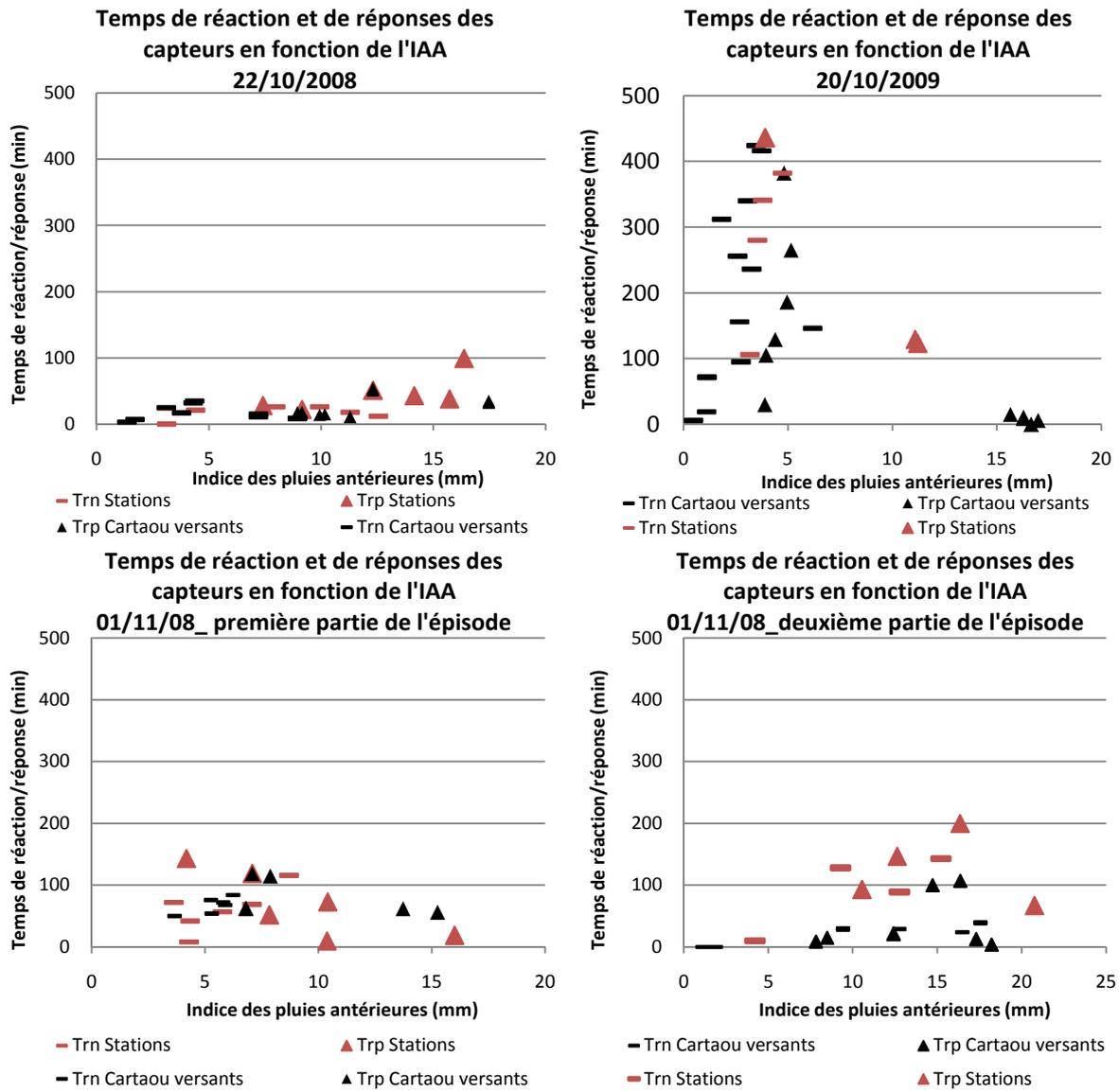


Figure 109: Temps de réaction/réponse et IAA

Sur ces graphiques ont été séparés les temps obtenus avec les instruments des versants du Cartaou de ceux des deux stations du Cartaou et du Valescure.

La première observation est à mener sur la variabilité des temps de réaction et de réponse. En effet, pour un même instrument et pour une même valeur de l'IAA, ces temps sont extrêmement variables en fonction de l'épisode. Il faut garder en mémoire que les IAA sont calculés sur des pluies au pas de temps 5 minutes, incluant seulement une heure et demi de précipitations antérieures. Il est possible que la constante de rabattement de l'IAA ne reflète pas correctement les dynamiques de diminution de l'humidité des sols du bassin pour l'ensemble des épisodes observés. L'intégration d'un historique des précipitations plus étendu est probablement nécessaire pour compléter l'analyse.

Cependant, ces mêmes analyses menées avec un IPA calculé sur un pas de temps de 1 heure n'ont montré aucune différence sur les tendances observées et ne sont donc pas présentées dans ces travaux.

Sur l'épisode du 22 octobre 2008, on ne constate pas de réelle tendance, bien que les temps de réaction et de réponses augmentent légèrement avec la valeur de l'IAA. Pour rappel, sur cet épisode, les temps de réaction des différents instruments ne diminuent que très légèrement au cours de

l'épisode et la réactivité des bassins du Cartaou et du Valescure sont comparables. Cet épisode correspond à une phase de recharge et d'humectation du bassin, lente et progressive du fait de la faiblesse et de l'homogénéité des précipitations, et ceci de manière synchrone avec le bassin du Valescure. L'hypothèse est que les écoulements se font essentiellement dans les sols pendant cet épisode, aucune saturation du bassin n'étant atteinte.

Le 20 octobre 2009, à l'inverse, se dégage une très nette tendance. Les temps de réaction et de réponses diminuent de manière très importante avec l'IAA, et surtout sur le Cartaou. En dessous de 5 mm, les temps de réaction et de réponses sont très variés, compris entre 0 et 440 minutes pour les deux bassins. Au-delà, les temps diminuent de manière drastique jusqu'à des réactions instantanées et synchrones de l'ensemble du réseau du Cartaou, les temps les plus courts étant observés sur ce dernier bassin. Ce deuxième épisode, après une phase d'humectation progressive, rend compte de la saturation du bassin du Cartaou et des déclenchements rapides des écoulements de surface qui en découlent, créant un décalage temporel marqué avec le Valescure.

Enfin, en ce qui concerne l'évènement du 1^{er} octobre 2008, il a été séparé en deux phases, correspondant aux deux parties de l'évènement tel que décrit précédemment. Dans la première partie de l'épisode, une légère tendance à la diminution des temps de réaction et de réponse avec l'IAA est observable et ces temps sont équivalents entre le Cartaou et le Valescure. Dans la deuxième partie, les temps augmentent avec l'IAA en ce qui concerne l'exutoire du Valescure tandis que ceux du Cartaou sont globalement stables, malgré deux temps de réponse à 100 minutes pour un IAA à 15. Surtout, les Trn et les Trp du Cartaou restent nettement plus faibles que ceux du Valescure, contrairement à la première partie de l'épisode. Dans cette deuxième partie le Cartaou a atteint sa saturation et réagit donc plus rapidement que le Valescure.

En résumé, il semble que l'imbrication des processus d'humectation et de vidange, fonction de la durée et de l'intensité des précipitations dans la chronologie de l'épisode, soit responsable des différences de réactions observées sur les différents épisodes. L'analyse de la réactivité des réseaux a notamment permis d'étayer l'hypothèse de la prédominance des écoulements sub-surfaciques et de profondeur sur ce bassin. En fonction des caractéristiques pluviométriques (durées, intensités, cumul total) et des caractéristiques propres aux différents versants, la saturation des sols atteint différents niveaux et engendre différentes vitesses de réactions et de réponses. Ces différences de saturation sont probablement responsables de la réactivité différenciée des différents versants et du décalage temporel entre le bassin du Cartaou et celui du Valescure.

L'hypothèse proposée dans ce travail est que les caractéristiques topographiques exercent une influence majeure sur les écoulements sub-surfaciques, sur leur exfiltration et donc sur les conditions de saturation des différents versants.

RESUME

L'observation spatialisée des réponses hydrologiques des deux bassins pilotes aux épisodes pluvieux observés a permis de poser un certain nombre d'hypothèses concernant le déclenchement des différents drains du réseau, les chemins d'écoulements dominants et la variabilité spatio-temporelle des réactions.

Le bassin du Crébadès est formé de deux sous bassins marqués.

L'un est étroit et particulièrement encaissé et engendre un réseau hydrographique contraint, peu ramifié. Les hauts de versants, très peu végétalisés, aux pentes très fortes et exhibant la roche mère à nu, ont été particulièrement réactifs à l'épisode du 2-3 novembre 2008. Ce sous bassin présente ainsi majoritairement des drains temporaires.

L'autre, plus évasé, présentant des pentes plus douces, davantage de versants nord végétalisés présentant de plus importantes épaisseurs de sols, engendre un réseau hydrographique plus ramifié, dont les drains sont en eau plus régulièrement tout au long de l'année. Moins réactif à l'épisode du 2-3 novembre 2008, les débits générés y étaient également plus faibles.

Les pentes et les ruptures de pente semblent, sur ces deux sous bassins, avoir une influence sur la production d'écoulements de surfaces sur les versants.

Enfin, la réactivité des réseaux, étudiée à travers l'épisode du 2-3 novembre 2008, semble particulièrement influencée par l'état hydrique du bassin, révélé par l'indice des averses antérieures (IAA). L'humidification progressive du bassin permet la connexion hydrologique des versants et du réseau et augmente ainsi sa réactivité. Sensibles à la fréquence et à la durée des averses, les temps de réaction et de réponse ont tendance à augmenter rapidement dès que les précipitations cessent. L'ensemble des observations menées sur ce bassin convergent vers une prédominance des écoulements sub-surfaciques, probablement particulièrement rapides sur ce bassin en raison d'un fort recouvrement végétal et d'une fracturation importante du substratum.

Le bassin du Cartaou est formé d'un long drain principal, régulièrement en eau, alimenté par des apports latéraux dissymétriques, provenant essentiellement des versants ouest. Particulièrement ramifié, les extensions les plus importantes du réseau en eau de ce bassin concernent des épisodes hivernaux. L'influence de la couverture neigeuse en place semble être importante, à la fois sur l'extension des réseaux et sur les débits générés. Ainsi, l'épisode du 3 février 2009 a généré des débits beaucoup plus importants que le 22 février 2010 tout en présentant une extension beaucoup plus faible de son réseau en eau. Cet écart entre débits et extension de réseau est probablement expliqué par des conditions climatiques particulières engendrant des changements d'état de la couverture neigeuse qui ne sont pas suivis par la méthodologie mise en place.

La réactivité de ce bassin, tout comme pour le Crébadès, semble influencée par l'état hydrique du bassin, lui-même dépendant de la fréquence, de la durée et de l'intensité des précipitations. Toutefois, un mécanisme de saturation du bassin du Cartaou semble apparaître à partir d'un certain de seuil de précipitations, entraînant une réaction rapide de ses versants et du réseau à l'exutoire. La comparaison avec le bassin du Valescure, permettant une analyse à échelles emboîtées des réactions, a permis d'observer le synchronisme des deux stations exutoire en début d'épisodes. Par contre, si les précipitations sont suffisantes, le Cartaou atteint la saturation avant le Valescure et devient alors beaucoup plus réactif.

L'ensemble des observations convergent également vers une prédominance des écoulements hypodermiques et de profondeur sur ce bassin.

Il est nécessaire de noter que ces conclusions sont tirées de peu d'évènements observés, limitant toute généralisation des phénomènes interprétés. Cela souligne la nécessité de continuer le suivi évènementiel des deux bassins afin de compléter ces premières observations.

PARTIE 5 :

Du drain potentiel au drain réel

Dans cette partie sont décrites les relations qu'entretiennent le réseau « potentiel » et le réseau « réel ». Il s'agit de tenter de comprendre les relations qu'entretiennent les caractéristiques morphologiques des bassins et de leur réseau morphologique avec les réponses hydrologiques observées pendant l'ensemble des campagnes de terrain.

Chapitre VII. L'origine morphologique des réponses hydrologiques

Ce chapitre se propose d'expliquer le rôle de la morphologie des bassins et des réseaux potentiels, caractérisés par l'analyse des MNT TIN en utilisant l'algorithme NET, sur les débits mesurés, sur la pérennité des différents drains et sur la localisation des sources du réseau en eau. La configuration des réseaux, son rôle dans la pérennité des drains, les lois d'ordonnements et les caractéristiques des thalwegs principaux sont enfin abordés dans la dernière partie de ce chapitre afin de comparer les situations entre les deux bassins expérimentaux.

Malheureusement, au regard du faible nombre de capteurs capacitifs disponibles sur la plupart des épisodes, l'analyse du rôle de la morphologie sur les vitesses de réaction des drains est rendue impossible.

Après avoir décrit la méthodologie adoptée pour l'étude des MNT TIN et les caractéristiques hydro-morphologiques qui en sont extraites, les événements pluvieux et les caractéristiques des réponses hydrologiques étudiées sur le terrain, ce chapitre tente d'expliquer par la morphologie les réactions des bassins et de leurs réseaux hydrographiques.

L'objectif est avant tout d'aider à la compréhension des mécanismes responsables de la réaction des bassins et des réseaux aux précipitations événementielles, sous l'hypothèse que la topographie et la morphologie associée contribuent à la variation spatio-temporelles de leurs réponses hydrologiques.

Dans les paragraphes qui suivent sont donc présentés les résultats des analyses reliant les caractéristiques morphologiques aux caractéristiques hydrologiques mesurées sur le terrain lors des épisodes pluvieux.

Sommaire

VII.1. Méthodologie suivie pour la caractérisation morphologique des réponses hydrologiques	212
VII.1.1. Le réseau de thalwegs reconnectés (RTR)	212
VII.1.2. Le réseau de référence	213
VII.1.3. Caractérisation morphologique des mesures de terrain	213
VII.2. Analyse des débits	214
VII.2.1. Bassin du Crébadès	214
VII.2.1.i. Tous évènements confondus	214
VII.2.1.ii. Evènement du 3 novembre 2008.....	216
VII.2.1.ii.i. Tentative d'explication des débits mesurés au sein du réseau secondaire.....	219
VII.2.2. Bassin du Cartaou	220
VII.2.2.i. Analyse de tous les évènements survenus sur le Cartaou.....	220
VII.2.2.ii. Tentative d'explication des débits mesurés au sein du réseau secondaire.....	223
VII.2.3. Conclusion sur l'influence morphologique des débits générés au sein des réseaux.....	223
VII.3. Caractérisation morphologique des réseaux en eau.....	224
VII.3.1. Etude de la pérennité des drains	224
VII.3.1.i. Bassin du Crébadès	224
VII.3.1.ii. Bassin du Cartaou.....	225
VII.3.1.iii. Conclusion sur l'analyse morphologique de la pérennité des drains	232
VII.3.2. Etude des sources des réseaux en eau	233
VII.3.2.i. Bassin du Crébadès	233
VII.3.2.i.i. Etude du sous bassin sud du Crébadès	234
VII.3.2.i.ii. Etude du sous bassin nord du Crébadès	236
VII.3.2.ii. Bassin du Cartaou.....	241
VII.3.2.iii. Conclusion sur l'analyse des sources de réseaux en eau	242
VII.4. Etude de la configuration des réseaux	245
VII.4.1. Bassin du Crébadès	245
VII.4.1.i. Densité de drainage et ordres de Shreve.....	245
VII.4.1.ii. Loi de Horton : le ratio de surface drainée	247
VII.4.1.iii. Caractéristiques des thalwegs principaux.....	249
VII.4.2. Bassin du Cartaou	254
VII.4.2.i. Loi de Horton : le ratio de surface drainée	254
VII.4.2.ii. Caractéristiques du thalweg principal.....	255
VII.5. Conclusion sur l'influence de la configuration des réseaux sur les réponses hydrologiques	258

VII.1. Méthodologie suivie pour la caractérisation morphologique des réponses hydrologiques

Avant d'aborder les résultats de caractérisation morphologique des réponses hydrologiques des bassins et afin d'aider à la compréhension des analyses menées dans les paragraphes qui suivent, la méthodologie d'analyse spatiale adoptée pour ces caractérisations ainsi que les différents réseaux hydrographiques utilisés sont tout d'abord décrits.

VII.1.1. Le réseau de thalwegs reconnectés (RTR)

Le RTR étudié dans les paragraphes qui suivent fait référence au réseau extrait par l'algorithme NET, présenté dans la Partie 3 de ce document. Il représente le réseau hydrographique maximum, structuré par l'ensemble des lignes de thalweg du bassin contenues dans le MNT TIN utilisé. Il est considéré dans ce travail comme représentant l'extension maximale du réseau hydrographique potentiellement en eau. A ce titre, il sera étudié en comparaison des réseaux hydrographiques réellement en eau, observés sur l'ensemble des campagnes de terrain menées sur les deux bassins pilotes du Crébadès et du Cartaou. L'objectif est de caractériser la structuration et la morphologie des différents drains en eau de chacun des épisodes, en vue d'améliorer la compréhension des réponses hydrologiques de chacun des bassins.

Chacune des arêtes du RTR est donc qualifiée de l'ensemble des paramètres extraits par l'algorithme NET (voir Tableau 6), selon la méthodologie présentée à la Partie 3 de ce document (voir Figure 110).

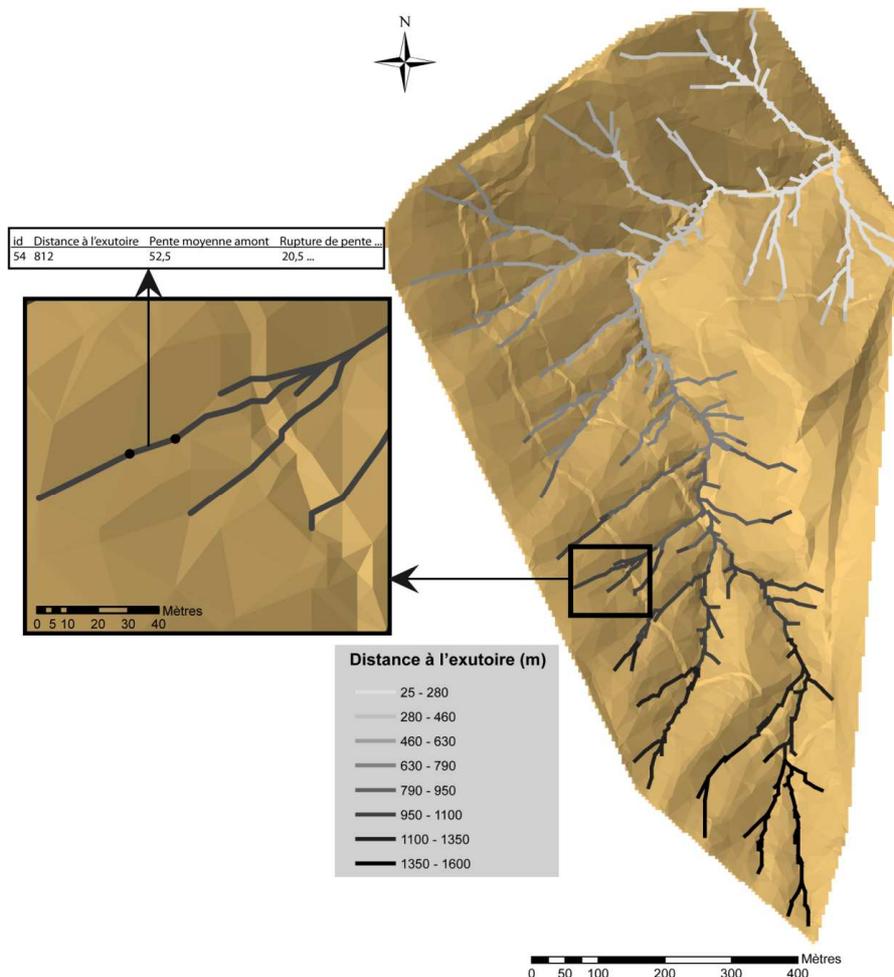


Figure 110: Caractérisation des réseaux et sortie de l'algorithme NET

VII.1.2. Le réseau de référence

Les réseaux de référence des bassins expérimentaux servant à l'évaluation des méthodes d'extraction des réseaux hydrographiques sont photo-interprétés sur les TIN créés à partir des points de la donnée LIDAR. Ensuite, ces linéaires digitalisés servent à la sélection des arêtes des TIN utilisés sur chacun des bassins (d'une résolution équivalente à 5m). Les arêtes sélectionnées forment de cette manière le réseau de référence à la résolution utilisée. C'est ainsi que le réseau de référence est qualifié de l'ensemble des caractéristiques extraites par l'algorithme NET.

VII.1.3. Caractérisation morphologique des mesures de terrain

Afin d'étudier l'influence de la morphologie des réseaux et du bassin sur les réponses hydrologiques aux différents épisodes, il est nécessaire de définir l'ensemble des caractéristiques morphologiques de chacune des observations réalisées sur le terrain.

Les MNT LIDAR de chacun des bassins ont été tout d'abord utilisés pour localiser précisément l'ensemble des points d'observation suivis sur le terrain. Une fois localisés sur le maillage TIN, les caractéristiques du réseau sur lequel ils sont placés sont récupérées et attribuées à chacun de ces points. Les débits peuvent ainsi être étudiés en fonction des caractéristiques du réseau dans lequel ils ont été mesurés.

Les sources des réseaux, identifiées sur le terrain, sont caractérisées de la même manière dans le but d'étudier les paramètres morphologiques les plus influents sur le déclenchement des écoulements.

Enfin, les arêtes du RTR qui correspondent aux différents réseaux observés en eau lors des différentes campagnes d'observations de terrain sont identifiées. De cette manière, chaque drain en eau de l'ensemble des épisodes est caractérisé.

Les paragraphes qui suivent présentent dans un premier temps les caractéristiques hydro-morphologiques des débits mesurés lors des différents évènements suivis.

VII.2. Analyse des débits

Les paragraphes suivants proposent d'étudier l'influence de la morphologie des réseaux potentiels et des bassins sur les débits mesurés pendant les campagnes de terrain. Pour cela, les relations statistiques entre débits mesurés et caractéristiques morphologiques extraites sont analysées.

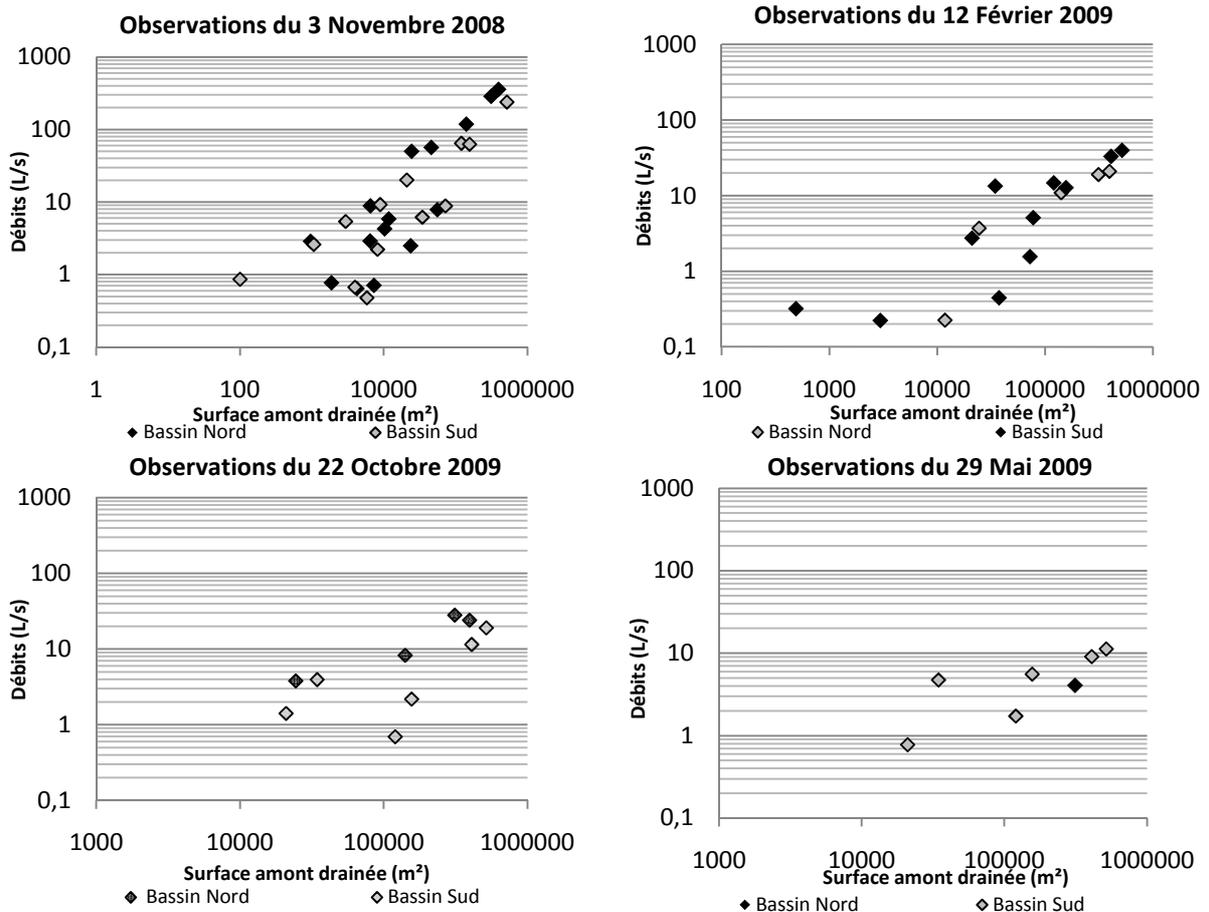
Les résultats sont présentés par bassins pilotes, en présentant dans un premier temps tous les événements observés, avant de focaliser les analyses sur l'évènement le plus important suivi sur le terrain.

Il faut noter que l'ensemble des analyses et fonctionnement décrits dans ce chapitre pose l'hypothèse préalable de pluies spatialement homogènes sur l'ensemble des bassins et pour l'intégralité des événements. Cette hypothèse, non vérifiable sur les bassins suivis au vue de l'instrumentation en place, permet d'analyser l'ensemble des réponses hydrologiques en fonction des paramètres morphologiques étudiés.

VII.2.1. Bassin du Crébadès

VII.2.1.i. Tous événements confondus

La Figure 111 présente les débits mesurés aux différents points d'observation du Crébadès en fonction de la surface amont qu'ils drainent, pour les différents épisodes suivis et en fonction du sous bassin dans lesquels ils ont été mesurés. Pour mémoire, le bassin du Crébadès est composé de deux sous bassins distincts dont les réseaux présentent des conformations différentes.



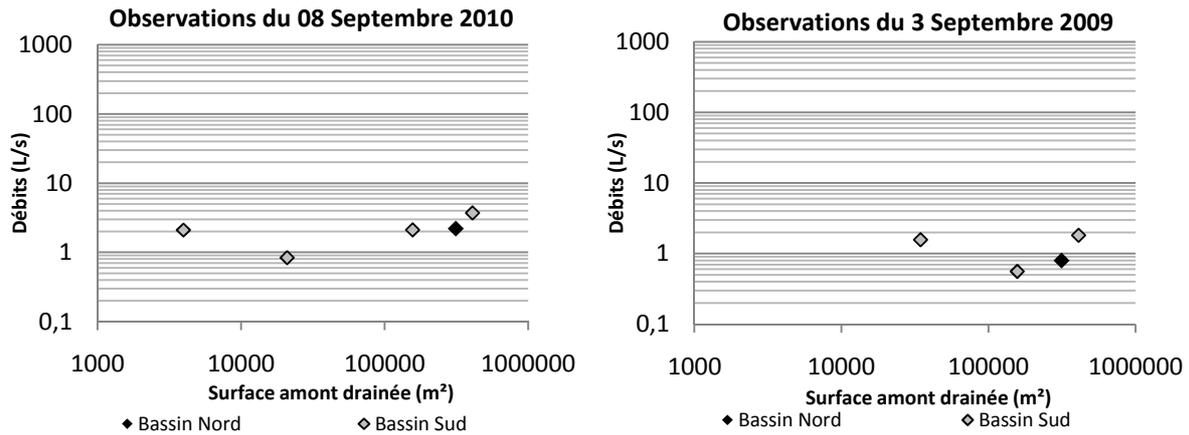


Figure 111: Débits et surface amont drainée des différents épisodes

La comparaison des évènements permet d'évaluer leur importance relative. Sur le bassin du Crébadès, à surfaces drainées équivalentes, l'évènement du 3 novembre 2008 produit les débits les plus importants. De plus, cet épisode est le seul à générer des débits aux points d'observation drainant les plus faibles surfaces. Des débits compris entre 0,1L/s et 1L/s sont ainsi observés pour des surfaces drainées inférieures à 100m². Le nombre de points d'observation en eau ainsi que la valeur des débits, à surfaces drainées équivalentes, soulignent en effet l'importance de cet épisode, en comparaison des autres observations menées sur l'ensemble de ce travail. En dehors de l'épisode du 12 février 2009, le nombre de débits mesurés sur les autres périodes d'observations ne permettent pas de conclure sur la relation qu'entretiennent surfaces drainées et débits. Le faible nombre d'épisodes observés limite ainsi l'interprétation de telles données. Pour les deux épisodes les plus importants il est toutefois possible de constater, pour une partie des points d'observation, une relation exponentielle entre surfaces drainées et débits mesurés.

Ces graphiques mettent clairement en évidence l'influence de la surface amont drainée sur l'importance des débits. Ainsi, pour l'ensemble des épisodes, les débits augmentent avec la surface drainée. Pourtant, la relation n'est pas clairement définie. A surfaces drainées équivalentes et pour un même épisode, les débits mesurés restent en effet très variables. Par exemple, le 3 novembre 2008, pour une surface drainée de l'ordre de 25000m², les débits observés vont de moins de 2L/s à presque 100L/s. Il paraît donc difficile, au vue des épisodes observés, d'établir une relation mathématique permettant d'expliquer les débits par la seule surface amont drainée sur ce bassin.

Il semble néanmoins que pour les épisodes les plus importants, et notamment pour celui du 3 novembre 2008, une relation puisse relier la surface drainée aux débits mesurés sur certains points d'observation.

Une description détaillée des relations entre surfaces drainées et débits mesurés sur l'évènement du 3 novembre 2008, permettant d'identifier les tronçons du réseau dans lesquels les valeurs des débits sont fonction de la surface amont drainée, est présentée dans les paragraphes qui suivent.

VII.2.1.ii. Evènement du 3 novembre 2008

La Figure 112 reprend les débits mesurés le 3 novembre 2008 en fonction de la surface drainée et indique le numéro des points d'observation reportés sur la cartographie de la même figure.

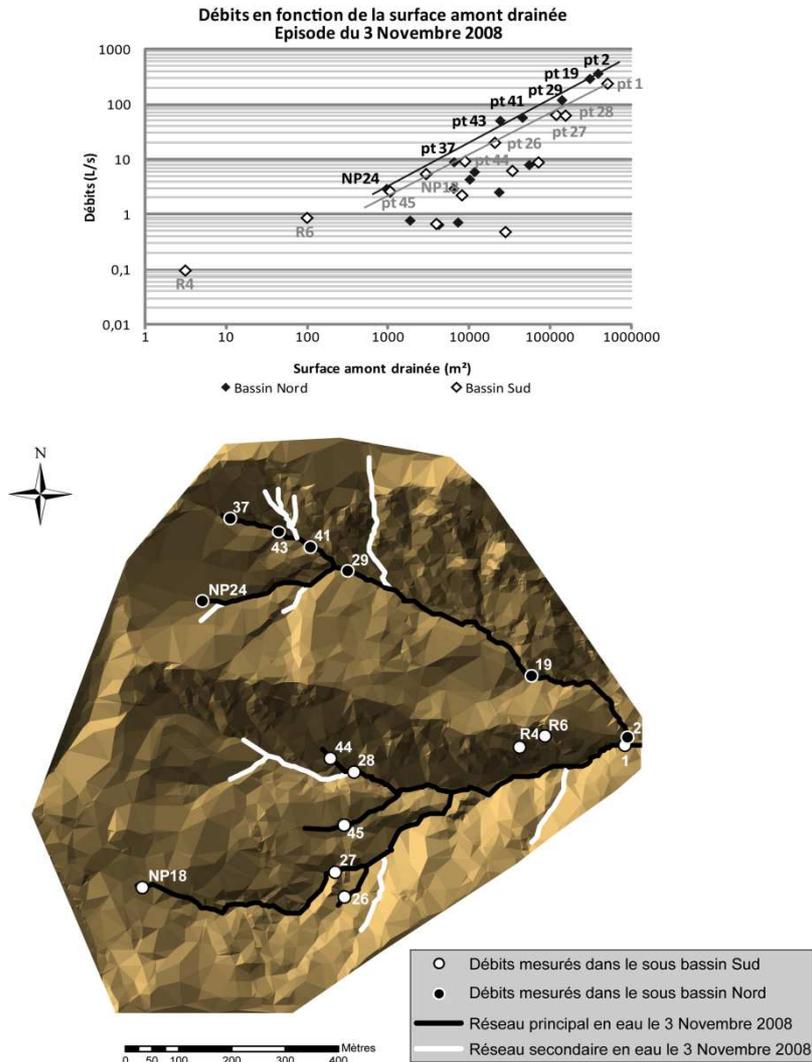


Figure 112: Réseaux principaux et débits aux points d'observation

Les droites représentées sur le graphique de la Figure 112 matérialisent l'enveloppe maximum des débits mesurés dans les deux sous bassins du Crébadès. Autrement dit, ces droites, qui relient les points de débits maximum à chacune des surfaces drainées, constituent les asymptotes des fonctions reliant les débits et les surfaces drainées sur chacun des deux sous bassins, et ceci pour l'épisode ayant produit les débits les plus importants de l'ensemble des campagnes d'observations.

Ces deux droites parallèles indiquent globalement le même type de relation sur les deux sous bassins. Les relations mathématiques sont de type puissance :

- Bassin nord : $Q = 0,018 \cdot S^{0,8}$
- Bassin sud : $Q = 0,018 \cdot S^{0,7}$

Avec :

Q : débit (L/s)

S : surface drainée (m²)

Les différents points qui s'alignent sur ces droites se retrouvent tout au long d'un linéaire de réseaux en eau identifié sur la Figure 112 et considéré comme étant le réseau principal de ce bassin. A

l'inverse, les points qui ne s'alignent pas sur ces droites, localisés au départ des écoulements du réseau secondaire, ne s'alignent pas le long d'un même linéaire de drains en eau. Par conséquent, la relation qui unit leur débit à la surface drainée ne peut être déterminée.

Deux types de réseaux aux fonctionnements hydrologiques distincts sont ainsi révélés : le réseau principal et le réseau secondaire.

Au sein de ce qui est considéré ici comme le réseau principal du 3 novembre 2008, les débits, à surfaces drainées équivalentes, sont les plus importants de l'ensemble des drains en eau du bassin. Davantage soumis aux caractéristiques du réseau gouvernant les lois de l'hydraulique, ils sont largement soumis à l'influence de la surface amont drainée. A l'inverse, les débits mesurés au sein des drains de versants, faisant partie de ce qui est appelé ici le réseau secondaire, obéissent davantage aux lois de l'hydrologie de versant, et sont ainsi dépendants de facteurs variés dont la surface drainée ne peut probablement pas résumer l'influence.

Le sous bassin nord est étroit et allongé. La longueur axiale maximum, mesurée « à vol d'oiseau » entre son exutoire et la crête la plus éloignée est d'un peu moins de 1000m. La largeur maximale de la vallée principale séparant les crêtes nord et sud est de 450m. Le rapport de compacité (Moussa, 1991) est donc de 2,22. De plus, la vallée est particulièrement encaissée. La moyenne des pentes des arêtes du TIN qui constituent ce bassin est en effet de plus de 84%.

Le réseau principal est donc organisé autour d'un drain unique, qui s'écoule au sein du thalweg principal d'une longueur totale d'un peu plus de 1000m. Si le débit au point NP24 (voir Figure 112) suit la relation puissance des autres débits, il est le seul de son tronçon. Le rattacher au réseau principal est donc sujet à discussion.

Au vue des épisodes observés, le réseau principal de ce bassin est donc contraint à la ligne du thalweg principal tandis que le réseau secondaire concerne l'ensemble des drains de hauts de versants.

A l'inverse, le sous bassin sud est plus large. D'un peu moins de 1200m de long, sa largeur maximale est de 650m. Son rapport de compacité est ainsi de 1,29, indiquant une compacité proche de celle d'un cercle. Moins accidenté que le sous bassin nord, sa pente moyenne est de 65,5%.

Son réseau principal est par conséquent plus ramifié. En effet, il compte au moins deux branches principales (voir Figure 112) constituées des deux thalwegs les plus marqués du sous bassins, la plus longue mesurant 1100m. Deux autres branches latérales, représentées par les points d'observation 26 et 45, font également partie de ce réseau principal.

Le réseau hydrographique du sous bassin sud est donc lui même formé de deux sous bassins, dont les réseaux principaux sont clairement marqués par des thalwegs dans lesquels les débits suivent une même relation puissance avec la surface amont drainée.

Cependant, cette analyse, menée uniquement sur l'évènement du 3 novembre 2008, seul épisode majeur observé pendant la période et permettant d'étudier les drains de hauts de versant du sous bassin nord, ne peut à elle seule permettre de séparer le réseau principal du réseau secondaire.

C'est pourquoi la Figure 113 présente la pérennité des drains du réseau en eau sur le Crébadès. Le réseau principal accueillant les débits maximum du bassin, ses écoulements sont plus pérennes que dans le réseau secondaire, moins fréquemment en eau. L'étude de la pérennité des drains peut ainsi compléter l'analyse des relations entre débits et surfaces drainées pour identifier les deux types de réseaux.

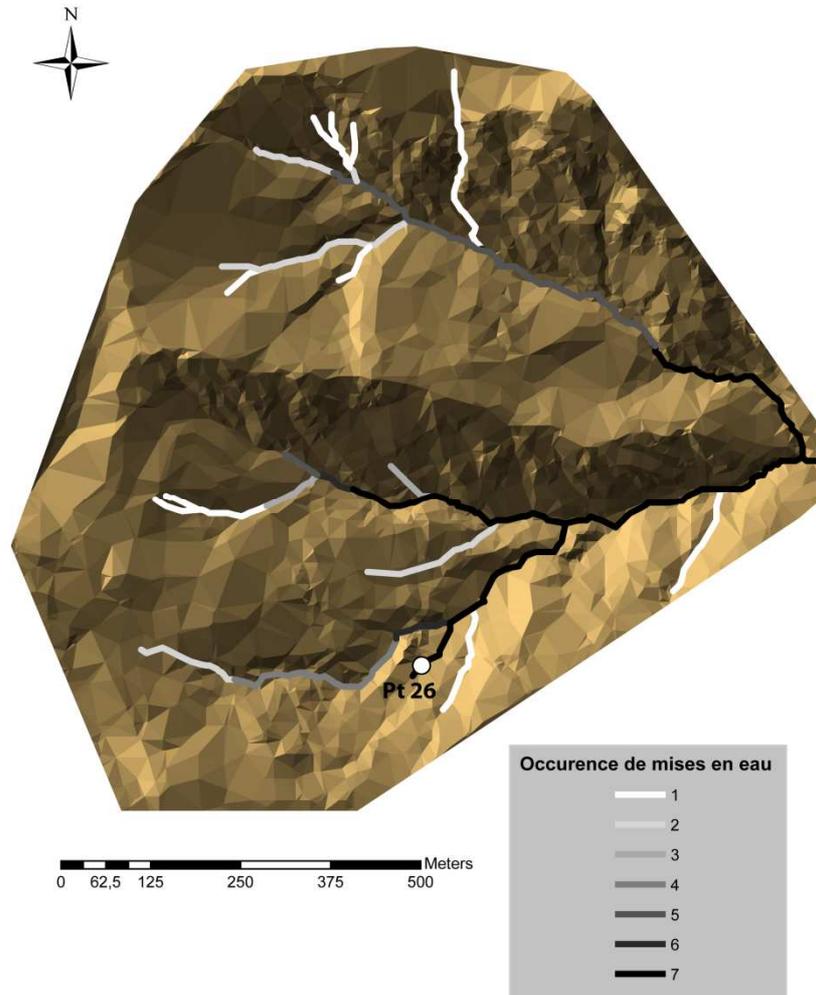


Figure 113: Occurrence de mises en eau des drains sur le bassin du Crébadès

La Figure 113 présente l'occurrence des mises en eau des différents drains du Crébadès. Elle vient confirmer les observations préalables concernant la répartition du réseau principal et du réseau secondaire.

Dans le sous bassin nord, les drains les plus pérennes constituent le thalweg principal, renforçant l'hypothèse qu'il représente à lui seul le réseau principal de ce sous bassin.

Dans le sous bassin sud, le réseau principal est constitué des deux thalwegs principaux, présentant les tronçons les plus fréquemment en eau.

L'étude de l'épisode du 3 novembre 2008 a permis de mettre en évidence que le réseau en eau du bassin du Crébadès est constitué d'un réseau principal marqué par les thalwegs principaux du bassin, dans lequel les débits mesurés observent une relation de type puissance avec la surface amont drainée, et qui sont observés les plus fréquemment en eau. Le réseau secondaire, qui concerne essentiellement les drains de versants, génère de son côté des débits dont les valeurs ne peuvent être expliquées par la seule surface drainée et est constitué des drains les plus temporaires.

Au sein du bassin nord, le réseau principal est contraint au thalweg principal du bassin et le réseau secondaire se situe sur les hauts de versants. Au sein du sous bassin sud, le réseau principal est plus ramifié, majoritairement constitué des deux thalwegs principaux. Les drains de versants forment le réseau secondaire et sont majoritairement localisés sur la partie sud de ce sous bassin.

VII.2.1.ii.i. Tentative d'explication des débits mesurés au sein du réseau secondaire

Une analyse particulière a été menée afin de tenter d'expliquer la valeur des débits mesurés au sein du réseau secondaire du bassin du Crébadès le 3 novembre 2008, par des paramètres hydro-morphologiques extraits de l'analyse du MNT TIN.

Comme décrit précédemment, les débits du réseau principal sur cet évènement suivent une relation de type puissance avec la surface amont drainée. C'est pourquoi cette analyse a été menée uniquement sur les débits du réseau secondaire. Elle tente de cette manière d'expliquer par des paramètres morphologiques les débits mesurés dans le réseau secondaire du bassin.

Aucun des paramètres étudiés dans ce travail ne permet d'établir de relation avec les débits mesurés au sein du réseau secondaire. L'analyse, présentée en Annexe VIII, ne montre en effet aucune influence des paramètres étudiés sur la valeur des débits mesurés au sein du réseau secondaire sur cet épisode.

Les caractéristiques hydro-morphologiques du drain potentiel et du bassin ne peuvent donc expliquer les débits produits au sein des drains de versants. Leurs débits, davantage soumis aux processus de production des écoulements ayant cours au sein des versants, ne peuvent probablement pas être expliqués par les paramètres morphologiques proposés.

VII.2.2. Bassin du Cartaou

VII.2.2.i. Analyse de tous les évènements survenus sur le Cartaou

La Figure 114 présente les débits mesurés aux différents points d'observation du Cartaou en fonction de la surface amont qu'ils drainent.

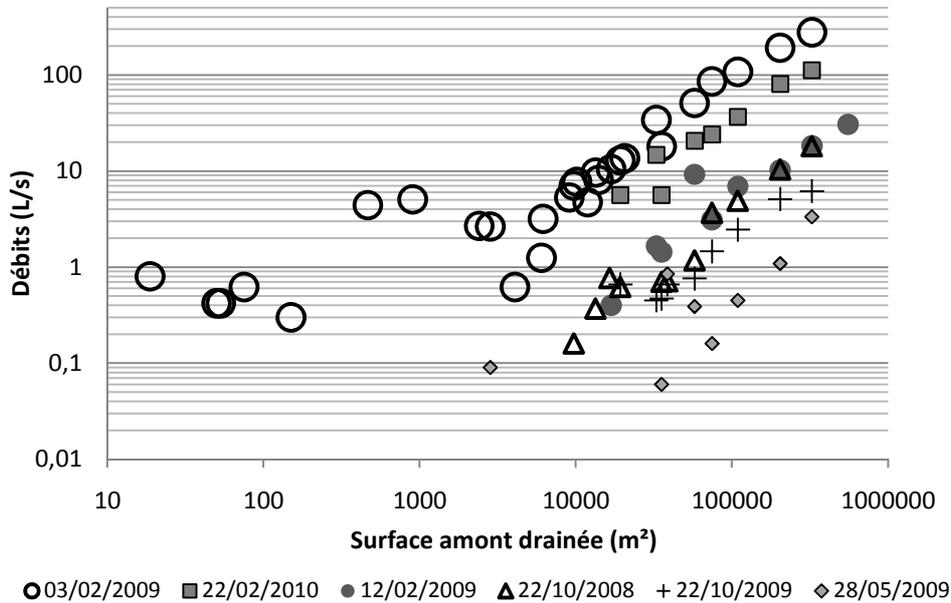


Figure 114: Débits et surfaces amont drainées sur le bassin du Cartaou

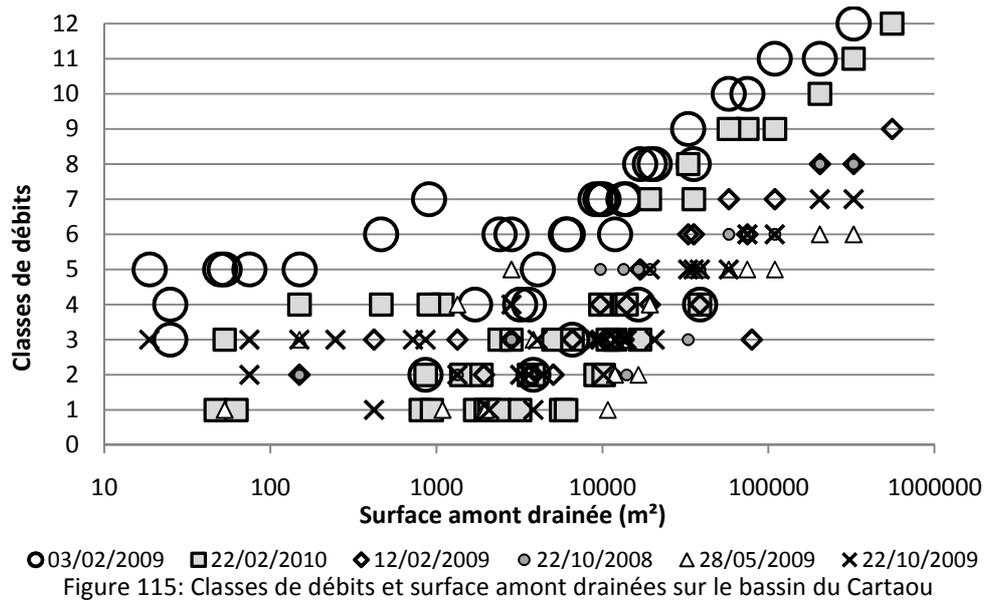
Sur le Cartaou, l'évènement le plus important en termes de débits est celui du 3 février 2009, suivi ensuite de l'évènement du 22 février 2010. Ces deux évènements présentent en effet, à surfaces drainées équivalentes, les débits les plus importants de tous les épisodes sur ce bassin. Les observations du 12 février 2009 ainsi que les deux épisodes automnaux de 2008 et 2009 sont ensuite d'une moindre importance.

Les débits du Cartaou semblent également fortement corrélés à la surface amont drainée. Une relation de type puissance, clairement observable, unit cette fois les débits de l'ensemble des épisodes avec les surfaces drainées à partir d'un seuil surfacique d'environ 5000m². Cette relation, établie sur les débits du 3 février 2009, est la suivante :

$$Q = 7.10^{-5} S^{1,2}$$

En dessous de 5000m², la relation n'est pas clairement définie. Toutefois, les débits mesurés aux plus faibles surfaces drainées sont essentiellement issus des observations du 3 février 2009. Toute interprétation est donc sujette à précautions et nécessite davantage d'observations.

C'est pourquoi sont présentés, à la Figure 115, l'ensemble des débits mesurés et observés sur l'ensemble des épisodes classés comme présentés dans le Tableau 12 Partie 4.



Cette nouvelle figure vient corroborer l'observation faite précédemment. Ainsi, avant un certain seuil de surface, aucune relation ne peut être établie entre débits classés et surfaces amont drainées. Ce graphique confirme donc le seuil surfacique d'environ 5000m² à partir duquel les débits observent une relation de type puissance avec la surface amont drainée.

Cette observation est d'autant plus remarquable sur les épisodes les plus importants, du 3 février 2009 et du 22 février 2010. Pour les autres épisodes, si les débits augmentent également avec la surface drainée, le type de la relation est plus difficile à identifier.

Un changement particulièrement marqué du fonctionnement des réseaux est ainsi révélé par ces graphiques. On retrouve, comme sur le Crébadès, la distinction entre un réseau principal dans lequel les débits sont gouvernés par la surface drainée et un réseau secondaire qui comprend essentiellement des drains de versants dans lesquels les débits produits ne peuvent être expliqués par la seule surface drainée. Une analyse complémentaire s'appuyant sur l'occurrence des mises en eau des drains est menée afin de confirmer la répartition des réseaux principal et secondaire.

La Figure 116 (1) présente le réseau en eau du bassin du Cartaou, toutes dates d'observations confondues, en fonction de la surface amont drainée. Deux réseaux sont présentés. L'un représente le réseau secondaire, drainant moins de 5000m², l'autre le réseau principal, drainant plus de 5000m². La Figure 116 (2) présente quant à elle l'occurrence de mises en eau des drains sur l'ensemble des campagnes de terrain afin de mettre en parallèle réseau principal et drains permanents d'un côté, et drains temporaires et réseau secondaire de l'autre.

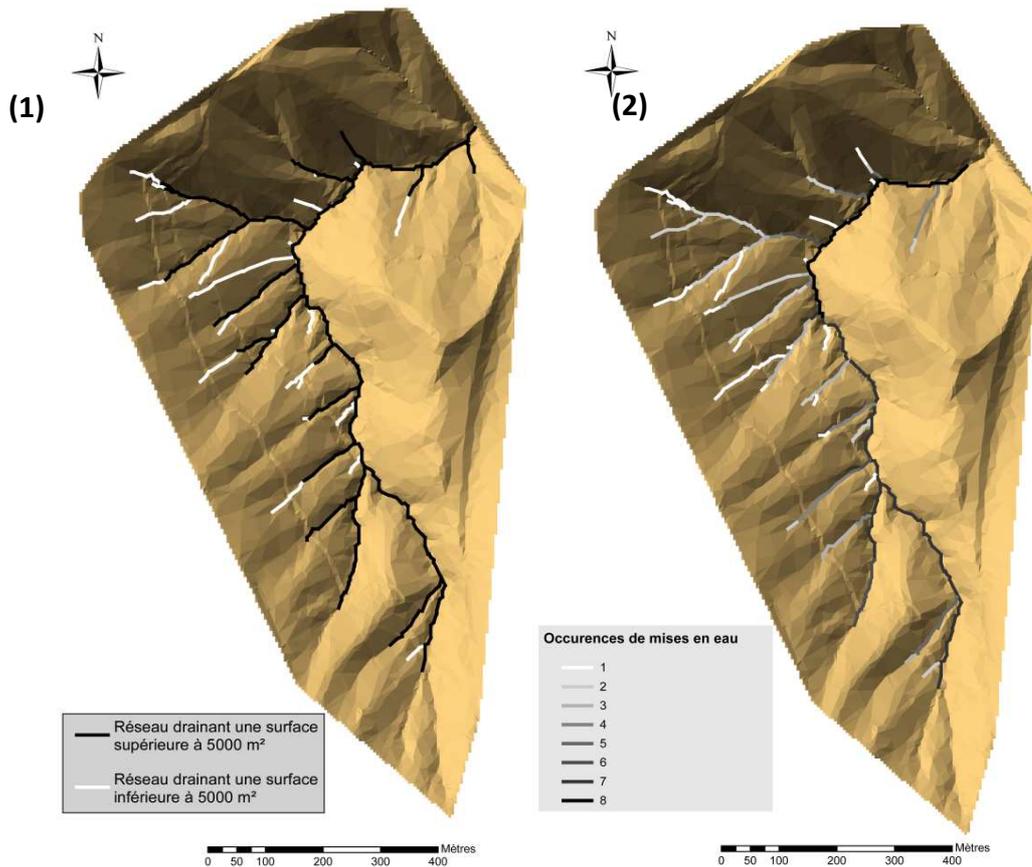


Figure 116: (1) Réseau en eau toutes dates confondues, seuillé à la surface de 5000m²
(2) : Occurrence de mises en eau des drains

Cette figure met en évidence un nombre réduit de tronçons drainant une surface inférieure à 5000m² et faisant partie du réseau secondaire. Pourtant, au total, ils représentent en longueur 26% du réseau en eau. S'ils concernent la plupart du temps des tronçons situés en tête du réseau principal, certains constituent des drains à part entière, comme observés dans la partie nord ouest du bassin. Le drain principal occupe quant à lui une grande partie du bassin et remonte relativement haut en altitude sur l'ensemble des versants ouest.

Si l'on met en regard la cartographie des occurrences de mises en eau des différents drains (voir Figure 116 (2)), le thalweg principal est le réseau le plus fréquemment en eau du bassin. Par contre, même s'ils drainent des surfaces supérieures à 5000m² et présentent des débits fonction de la surface drainée, les drains de versants sont les plus temporaires du bassin. Ces différences de pérennité des réseaux ne peuvent donc être expliquées ni par la surface amont drainée ni par l'appartenance au réseau principal du bassin.

Contrairement au bassin du Crébadès, une grande partie des drains de versants suit la relation observée dans le réseau principal avec la surface amont drainée même si leur pérennité reste plus faible que dans le thalweg principal. Ce thalweg principal, particulièrement marqué, quasiment constamment en eau, est alimenté tout au long de son parcours par ces drains de versants. L'ensemble de ce bassin semble donc organisé autour de ce thalweg principal.

Les courts drains temporaires (observés une fois en eau) situés sur les hauts de versants de la partie nord ouest du bassin, actifs uniquement le 22 février 2010, font partie des drains de versants dont la réaction ne peut être expliquée par la seule surface qu'ils drainent. Leur réactivité particulière, dont l'explication était déjà sujette à discussion dans la Partie 4 de ce travail, doit donc être expliquée par

d'autres facteurs. De même sur ce versant, les drains faisant partie du réseau principal sont relativement peu fréquemment en eau (entre 1 et 4 fois).

La réactivité particulière de ce versant ainsi que de l'ensemble des drains du réseau secondaire doit donc être expliquée par d'autres facteurs que la surface amont drainée.

VII.2.2.ii. Tentative d'explication des débits mesurés au sein du réseau secondaire

Comme précédemment, une analyse particulière a été menée afin de tenter d'expliquer la valeur des débits mesurés au sein du réseau secondaire du Cartaou par des paramètres hydro-morphologiques extraits de l'analyse du MNT TIN et ceci pour l'épisode du 3 février 2009 qui a généré les plus importants débits mesurés. Elle tente de cette manière d'expliquer par des paramètres morphologiques les débits mesurés dans le réseau secondaire du bassin.

Comme pour le bassin du Crébadès, aucun des paramètres étudiés dans ce travail n'a permis d'établir de relation avec les débits mesurés au sein du réseau secondaire. L'analyse, présentée en Annexe IX, ne montre en effet aucune influence des paramètres étudiés sur la valeur des débits mesurés au sein du réseau secondaire sur cet épisode.

A nouveau, les caractéristiques hydro-morphologiques du drain potentiel et du bassin ne peuvent expliquer les débits produits au sein du réseau secondaire, probablement davantage influencés par des paramètres liés à la production des débits au sein des versants.

VII.2.3. Conclusion sur l'influence morphologique des débits générés au sein des réseaux

En résumé, il est possible de distinguer deux types de réseaux :

- Le réseau principal, dans lequel les débits suivent une relation mathématique (ici puissance) avec la surface drainée,
- Le réseau secondaire, dans lequel les débits ne sont ni expliqués par la surface drainée, ni par les paramètres morphologiques étudiés

Il semble en effet que dans le réseau principal la seule surface drainée soit capable de résumer l'ensemble des interactions complexes responsables de la production des débits mesurés au sein de celui-ci.

Au contraire, au sein du réseau secondaire, les débits mesurés ne semblent pas avoir de relation claire et établie avec les caractéristiques morphologiques étudiées dans ce travail. Liés à des processus complexes au sein des versants, dans les sols et le sous-sol, il est probable que les débits soient moins influencés par des paramètres caractérisant la morphologie de surface du bassin et des réseaux que par des paramètres liés à la production des débits au sein des versants.

Les volumes stockés dans les sols, l'importance des écoulements de profondeur et l'alimentation des nappes ainsi que le rôle de l'interception peuvent certainement contribuer à mieux expliquer la valeur des volumes d'eau ruisselés dans ce réseau.

Au-delà de la valeur précise des débits, les réactions hydrologiques d'un bassin peuvent être caractérisées également par l'extension des réseaux en eau, leur pérennité, et par la localisation des sources des écoulements. Ces caractéristiques peuvent également contribuer à une meilleure connaissance du fonctionnement global des bassins mais aussi à une meilleure caractérisation des réseaux hydrographiques et de leur mise en eau, utile à l'amélioration des processus de transfert des écoulements au sein des modèles hydrologiques.

C'est pourquoi ces caractéristiques morphologiques, si elles ne peuvent aider à la compréhension des débits au sein du réseau secondaire, seront toutefois utilisées dans la suite de ce travail pour étudier l'occurrence de mises en eau des différents drains du réseau et la localisation des départs d'écoulements. L'hypothèse est que ces caractéristiques du réseau en eau peuvent être expliquées par les indices morphologiques du drain potentiel et des bassins.

VII.3. Caractérisation morphologique des réseaux en eau

Dans les paragraphes qui suivent sont analysées les différentes extensions de réseau en eau en fonction de leurs caractéristiques hydro-morphologiques. Les évènements sont d'abord traités dans leur globalité avant une analyse particulière des évènements les plus importants observés sur les deux bassins versants.

La pérennité des drains, révélée par le nombre de fois où ils se sont retrouvés en eau, est tout d'abord étudiée avant d'aborder les caractéristiques morphologiques des sources des réseaux en eau.

VII.3.1. Etude de la pérennité des drains

VII.3.1.i. Bassin du Crébadès

Les résultats détaillés sur le bassin du Crébadès sont reportés en Annexe X.

L'étude de la pérennité des drains vient confirmer les hypothèses énumérées précédemment. Le Crébadès est organisé selon 3 linéaires principaux, canalisés par les thalwegs les plus importants du bassin.

Le sous bassin nord, particulièrement accidenté, présente un linéaire principal qui remonte haut sur les versants, fréquemment observé en eau et dans lequel les débits augmentent régulièrement avec la surface drainée. Son réseau secondaire, très temporaire, révélé par une organisation anarchique de ses débits au regard de la surface drainée et par des caractéristiques morphologiques différentes du linéaire principal, occupe essentiellement les hauts de versants. Il est représenté par des drains courts et réactifs, sur des versants abrupts aux sols peu profonds et observés majoritairement une seule fois en eau.

Le sous bassin sud, plus homogène dans sa partie haute, présente un réseau principal composé de deux linéaires principaux. Le premier remonte haut sur les versants tandis que le second est davantage actif dans sa partie aval. Son réseau secondaire, plus pérenne, présente également une extension plus importante que le sous bassin nord.

Le réseau du sous bassin nord est donc davantage limité à son réseau principal. Plus structuré, contraint par un thalweg principal marqué et un bassin accidenté et étroit, il est plus rarement en eau que le réseau du sous bassin sud. Ce dernier, au contraire, présente un réseau plus ramifié et moins contraint. Son réseau secondaire représente une plus grande partie de son réseau hydrographique global. Il est capable de soutenir les débits pendant de plus longues périodes, la pérennité de ses drains étant globalement plus élevée.

La pérennité des drains observés semble donc être fortement influencée par la morphologie globale du réseau potentiel et du bassin, et notamment par l'importance des pentes, permettant une plus grande convergence des écoulements et une plus grande réactivité des drains.

Les sols semblent également jouer un rôle majeur sur la pérennité des drains. D'après les observations de terrain, les épaisseurs de sols, permettant le stockage des eaux précipitées et par conséquent l'établissement d'écoulements importants et pérennes, semblent en effet jouer un rôle prépondérant sur la localisation et la pérennité des réseaux.

VII.3.1.ii. Bassin du Cartaou

Cette partie tente de caractériser la pérennité des différents drains en eau du bassin du Cartaou en fonction de leurs caractéristiques morphologiques.

Le graphique qui suit représente la totalité des drains observés en eau pendant la période d'observation de ce travail. L'indice des pentes moyennes amont et les surfaces drainées calculées sur le réseau potentiel sont utilisés pour comparer les différents drains en eau en fonction de leur pérennité.

La cohérence des paramètres étudiés entre le réseau RTR et le réseau de référence est analysée pour ce bassin en Annexe XI et montre de la fiabilité du réseau RTR à correctement représenter les caractéristiques du réseau de référence.

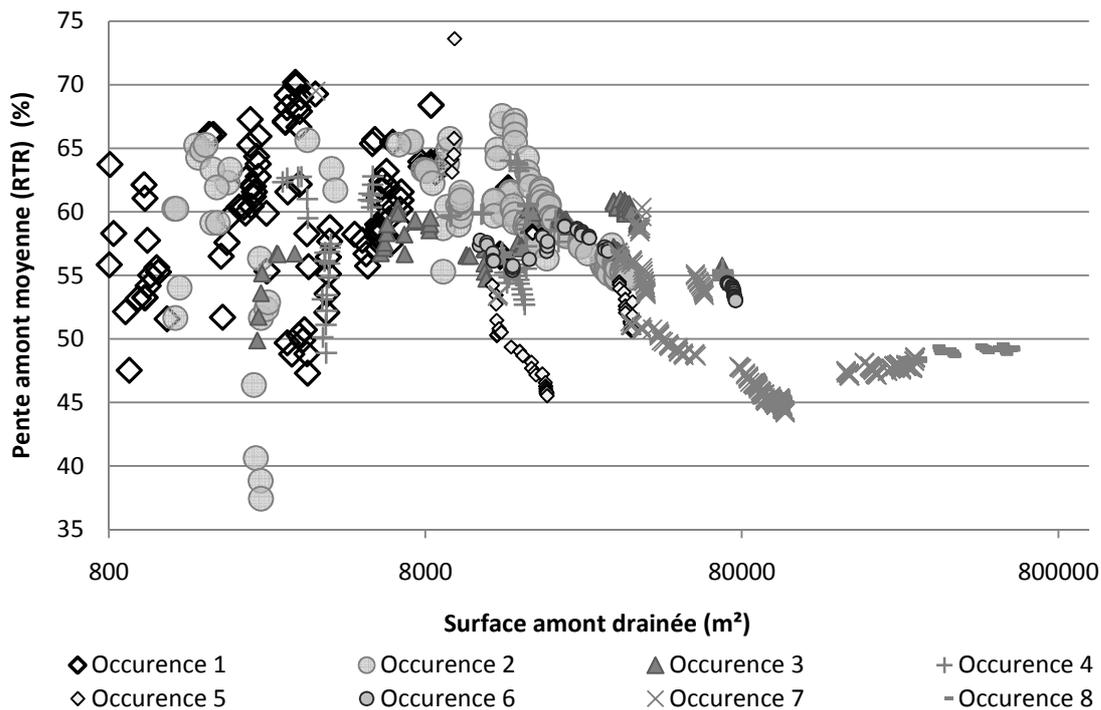


Figure 117: Surfaces drainées et pentes moyennes amont des différentes occurrences de mises en eau des drains du Cartaou

Sur le graphique de la Figure 117, et contrairement au bassin du Crébadès, il est difficile de séparer le linéaire du thalweg principal des réseaux de versants venant l'alimenter. L'organisation du réseau de ce bassin est en partie responsable de cette confusion. En effet, le drain principal remontant très haut sur les versants et les drains de versants étant répartis tout le long du parcours du drain principal, les caractéristiques de pentes et surfaces drainées du thalweg principal et des drains de versants sont confondues. C'est pourquoi la Figure 118 présente ces mêmes caractéristiques mais uniquement sur les occurrences de mise en eau les plus élevées.

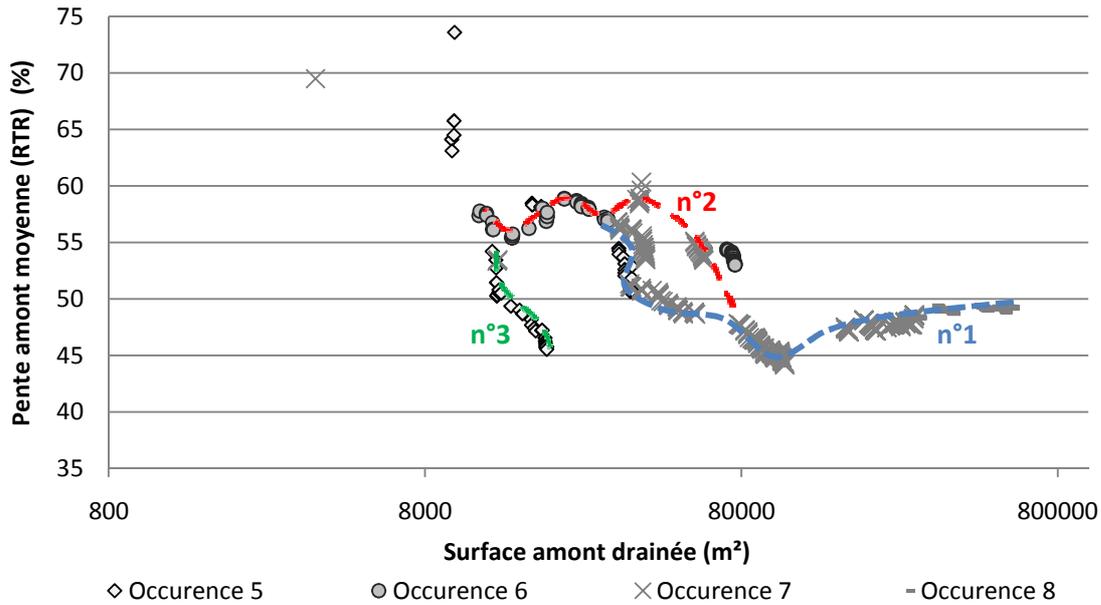


Figure 118: Pentés moyennes amont et surfaces drainées des réseaux les plus pérennes du bassin du Cartau

Lorsque l'on analyse uniquement les drains les plus pérennes, le drain principal est clairement identifiable, en trois parties distinctes (voir Figure 118).

Le linéaire n°1 correspond au thalweg principal, de l'exutoire du bassin jusqu'à la crête la plus éloignée, représenté par les drains les plus pérennes (7 et 8 fois en eau) (voir Figure 119). Il présente un profil particulièrement accidenté, ses pentes moyennes amont variant brutalement tout au long de son parcours. Chutant dans la partie amont, les pentes augmentent assez nettement à l'aval du drain principal, vers 105 000m², pour atteindre finalement la pente moyenne du bassin, de l'ordre de 50% (voir Figure 119). Ce seuil correspond à la zone de confluence des deux drains principaux représentés par les linéaires 1 et 2. Une analyse détaillée de la configuration de cette zone est présentée à la page suivante et au paragraphe VII.4.2.ii.

Le linéaire n°2 correspond à l'affluent le plus important du thalweg principal du bassin. De la même façon, sa représentation est chaotique au regard des différentes valeurs de pente qui oscillent de manière importante de l'amont vers l'aval. Il présente des pentes plus importantes que le thalweg principal, variant entre 55 et 60%.

Enfin, le linéaire n°3 correspond à un court linéaire observé 5 fois en eau, situé à l'amont du versant sud. Il présente des pentes équivalentes à celles du thalweg principal en haut du même versant qui restent par conséquent inférieures à celles du linéaire n°2.

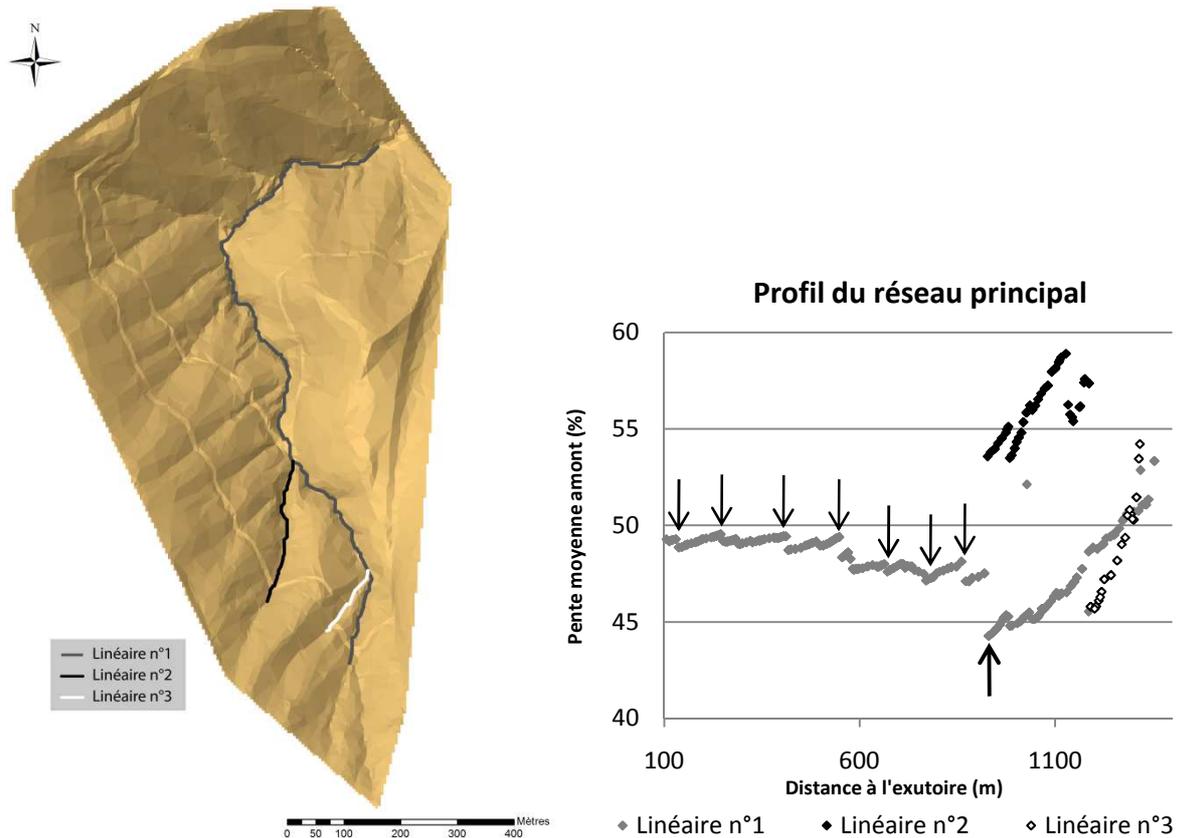


Figure 119: Réseau principal du bassin du Cartaou et son profil

Les profils des différents linéaires composant le réseau principal montrent à la fois un nombre important de ruptures de pente tout au long de leur parcours mais aussi l'importance des pentes du linéaire n°2.

Chacune des flèches sur le graphique de la Figure 119 indique les ruptures de pente observées. Elles concernent essentiellement des ouvrages réalisés sur le cours d'eau principal, permettant de juguler les vitesses pendant les périodes de crue et de retenir un maximum d'eau pendant les étiages. Ces ouvrages, appelés « Tancats », jalonnent en effet ce bassin qui était encore en grande partie exploité il y a environ 200 ans. En plus de ces tancats, des terrasses, utilisées autrefois pour les cultures vivrières, sont présents sur l'ensemble des versants. Enfin, la piste DFCI (Défense des Forêts Contre les Incendies) qui parcourt le bassin est également responsable de la présence de ruptures de pentes. C'est par exemple le cas de la rupture observée juste à l'aval de la jonction des linéaires n°2 et n°1 (flèche épaisse sur le graphique de la Figure 119). Ces ouvrages créent des ruptures de pente artificielles, augmentant fortement les pentes directement à leur aval et favorisant de cette manière les exfiltrations d'eau accumulée à leur amont. Leur influence sur les écoulements est donc probablement importante.

Les fortes pentes du linéaire n°2 contrastent avec celles du thalweg principal. D'une pérennité équivalente à ce dernier, il présente pourtant des pentes de 10% supérieures environ. Sa contribution aux débits du thalweg principal est régulière, et permet probablement, d'après les pentes observées, d'augmenter les vitesses d'écoulements au sein de ce dernier.

Le linéaire n°3 pour sa part est très proche du linéaire n°1 dans sa partie la plus à l'amont. Il draine cependant une superficie nettement plus réduite, environ deux fois inférieure, et présente des pentes légèrement supérieures.

Ce qui est commun à ces trois linéaires concerne l'augmentation importante des pentes en amont de la confluence des linéaires n°1 et n°2, à l'amont de la piste DFCI. Le graphique de la Figure 119 montre en effet une augmentation particulièrement importante des pentes des réseaux à ce niveau du bassin. A cette confluence, le bassin forme donc une zone de diminution particulièrement importante de la pente des versants amont et des réseaux qui y sont situés. De plus, le réseau directement à l'aval de la piste DFCI, présentant une pente localement plus faible qu'à l'amont, observe ensuite une augmentation de ses pentes vers l'aval et jusqu'à l'exutoire.

De ce fait, si cette zone est une zone de diminution des pentes et probablement des vitesses d'écoulement, les pentes reprennent de leur importance à son aval. Elle représente donc à la fois une zone de convergence des drains du réseau principal et une zone de diminution locale des pentes. Elle est donc *à priori* sujette à des mécanismes d'exfiltrations importants.

La piste DFCI parcourant les crêtes crée également des zones de rupture locale de la pente.

En effet, les parties les plus amont de ces trois linéaires montrent des valeurs de pente élevées qui chutent localement au niveau de la piste (particulièrement visible sur le linéaire n°2). En diminuant fortement la pente à leur endroit, les pistes créent des ruptures de pente particulièrement marquées avec les versants amont.

L'ensemble des ouvrages présents sur le site influence donc de manière importante le profil des réseaux hydrographiques. Diminuant localement les pentes de manière brutale et créant des zones d'exfiltrations préférentielles par rupture de pente à leur aval, ils jouent probablement un rôle important dans le déclenchement et le volume des écoulements générés.

La figure suivante représente les ruptures de pente locales calculées sur l'ensemble du bassin du Cartaou.

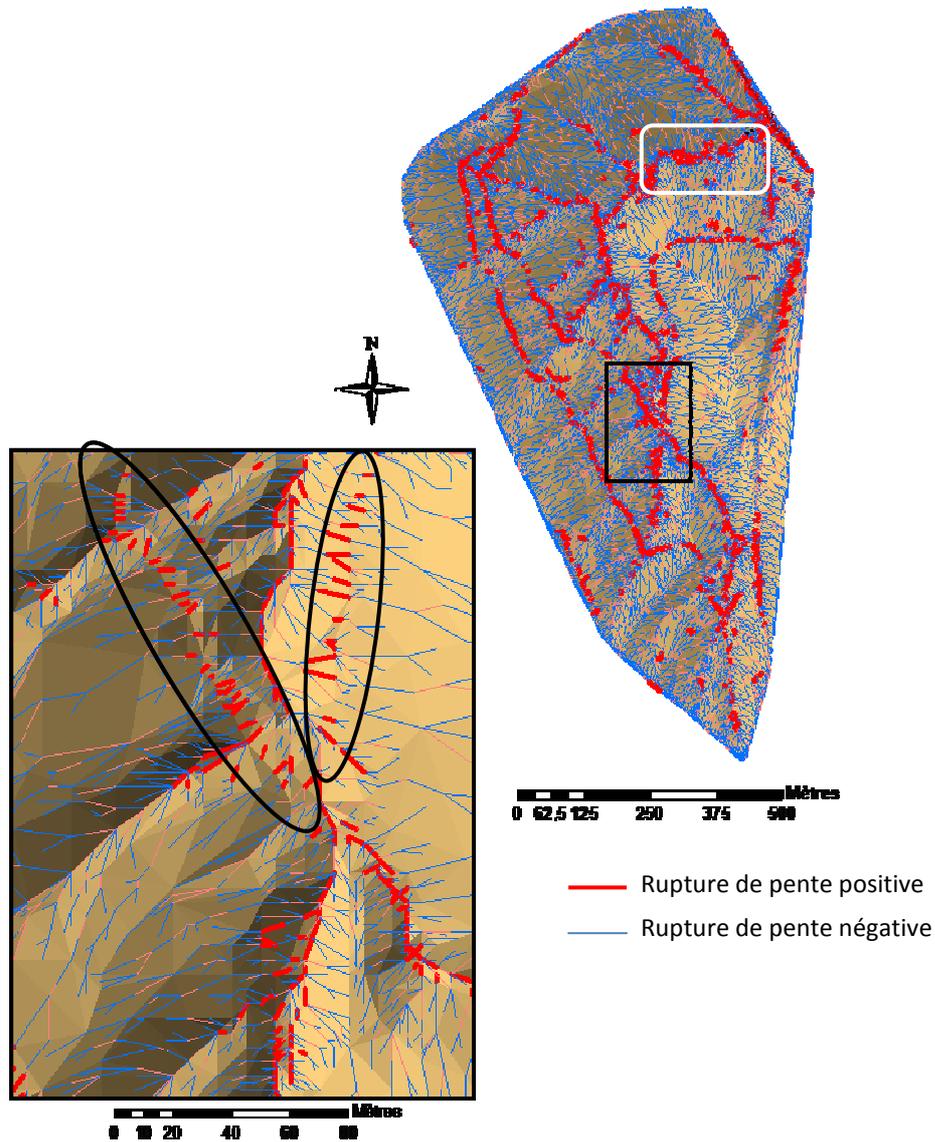


Figure 120: Ruptures de pentes sur le bassin du Cartaou

La Figure 120 distingue les ruptures de pente positives (indiquant une diminution de la pente amont) des négatives (indiquant une augmentation de la pente vers l'aval).

Premièrement, les ruptures de pente que forme le thalweg principal avec ses versants sont particulièrement visibles. Présentant des ruptures de pentes positives relativement élevées, le thalweg principal ainsi que la majorité des drains de versants peuvent être aisément distingués des versants avoisinants. En créant des ruptures de pente brutales, ces réseaux sont des lieux privilégiés d'exfiltrations des eaux provenant des versants.

En outre, ces ruptures de pente sont essentiellement rencontrées au sein du réseau principal identifié précédemment. L'organisation des débits du réseau en fonction de la surface amont drainée est donc probablement soumise à l'importance de la rupture de pente que crée le réseau avec ses versants. L'influence de ces ruptures sur la localisation du réseau principal semble ainsi se confirmer et témoigner de l'importance de la convergence et de l'exfiltration des écoulements sub-surface pour la constitution d'un réseau pérenne sur ce bassin.

Dans la partie aval du bassin, dans la zone matérialisée par le rectangle blanc sur la Figure 120, les ruptures de pente sont particulièrement marquées. Elles correspondent à des zones de terrassement sur la rive gauche du thalweg principal et à la présence de tancats au sein de celui-ci.

Les ruptures de pente créées par la piste DFCI sont également très nettement visibles sur l'ensemble du bassin. Les cercles noirs indiquent précisément la localisation de la piste DFCI sur le zoom effectué sur cette cartographie. Elle montre des valeurs de ruptures de pente positives, indiquant une diminution de la pente à son niveau. A son aval, au contraire, les ruptures de pente sont fortement négatives et témoignent d'une augmentation brutale de la pente.

Enfin, des ouvrages de versants, de type terrasses et/ou anciennes habitations qui jalonnent l'ensemble du bassin, sont également visibles sur cette cartographie par les ruptures de pente particulièrement marquées qu'ils provoquent.

Ces observations indiquent que les ouvrages du bassin, présentant les mêmes ruptures de pente qu'au sein du réseau principal, sont susceptibles de favoriser les exfiltrations d'eau des sols et donc la production d'écoulements surfaciques, au sein du réseau comme sur les versants. La forte présence anthropique ancienne, en modifiant brutalement la topographie locale sur de nombreux endroits du site, participe par conséquent indirectement au fonctionnement hydrologique actuel.

Le réseau principal de ce bassin est largement influencé par les différents ouvrages réalisés en son sein. Composé de trois principaux linéaires, la convergence des deux plus importants s'effectue dans une zone de diminution importante des pentes. Cette diminution, suivie d'une nouvelle accélération des pentes au sein du thalweg principal à l'aval, peut favoriser l'exfiltration des écoulements de versants et la recharge des nappes par infiltrations profondes, et ainsi participer à une forte augmentation des débits à l'aval. La présence de la piste DFCI à cet endroit favorise d'autant plus les phénomènes d'exfiltration et de recharge. En outre, la forte présence de terrassements sur les versants semble participer à la création et au maintien d'écoulements de versants observés pendant les campagnes d'observation.

Le graphique suivant présente les pentes moyennes amont et les surfaces drainées des drains les plus temporaires, faisant partie du réseau secondaire.

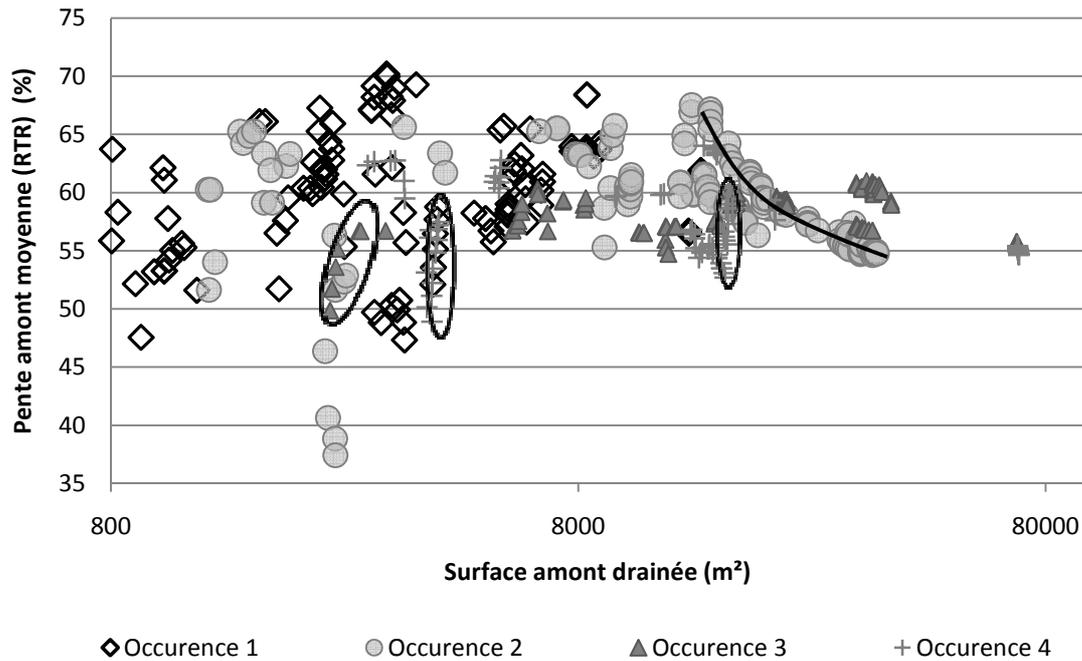


Figure 121: Pentés moyennes amont et surfaces drainées des réseaux les plus temporaires du bassin du Cartau

Ce graphique met en évidence la grande homogénéité des drains les plus temporaires. En effet, leurs caractéristiques, très proches, ne permettent pas de correctement les distinguer. Seuls quelques linéaires sont clairement identifiables (cercles et lignes sur la Figure 121). En effet, les différentes occurrences de mises en eau des drains les plus temporaires ne semblent pas être fonction des surfaces drainées, allant de 800 à 80 000 m² (les drains observés 2 fois en eau sont par exemple représentés sur la quasi-totalité de la plage des surfaces drainées). De même, les pentes moyennes amont sont équivalentes entre les différentes occurrences de mises en eau.

Cette organisation du réseau secondaire vient confirmer les observations effectuées auparavant. Il est composé de drains répartis sur l'ensemble des versants ouest relativement similaires du point de vue topographique et sur lesquels de nombreux ouvrages ont été construits. Ils génèrent des écoulements de surface régulièrement distribués mais de pérennités différentes. C'est pourquoi les caractéristiques morphologiques présentées dans ce graphique ne semblent pas entretenir de relations évidentes avec la temporalité des différents drains.

La densité des ouvrages, qui semble pouvoir jouer un rôle prépondérant dans la présence et l'établissement d'écoulements superficiels, sur les versants comme dans les réseaux, peut être un des éléments pouvant aider à une meilleure compréhension de la pérennité des drains du réseau secondaire. Ainsi, sur le domaine de la Vallée Obscure, Castex (2006) relève près de 1000 tancats sur une superficie d'environ 4 km². La grande densité de ces ouvrages montre le rôle potentiel majeur de ces structures anthropiques sur les fonctionnements hydrologiques des bassins concernés.

Ces ouvrages conditionnent en effet la répartition des épaisseurs de sols sur l'ensemble des versants en créant des zones d'accumulation à leur amont. La prédominance des écoulements hypodermiques ayant été évoquée dans les parties précédentes de ce travail, la répartition des épaisseurs de sols peut jouer un rôle essentiel sur l'importance des volumes en circulation au sein des versants. Créant des ruptures de pente localement marquées, l'exfiltration de ces écoulements est par conséquent favorisée par ces ouvrages. La localisation de ces structures semble donc être un des facteurs essentiels contrôlant la répartition et la production des ruissellements surfaciques constatés au sein des réseaux comme sur les versants.

VII.3.1.iii. Conclusion sur l'analyse morphologique de la pérennité des drains

L'étude de l'origine morphologique de la pérennité des drains a permis de confirmer les distinctions entre réseau principal et réseau secondaire. Ces deux types de réseaux se distinguent par leur fonctionnement différencié au regard des surfaces drainées et par des critères de surfaces drainées et de pente. Les réseaux secondaires occupent la majorité des versants, sur des pentes importantes, et drainent des surfaces plus limitées que le réseau principal, dont la morphologie est davantage marquée et la pente plus modérée.

La morphologie des bassins, notamment leur compacité et la pente des versants, ainsi que les ruptures de pente (naturelles ou artificielles) semblent jouer un rôle prépondérant sur la pérennité des drains et leur localisation.

Les pentes, en augmentant les forces gravitaires, vont directement contrôler les vitesses de contribution des drains et leur pérennité. En outre, en influant sur l'établissement des épaisseurs sols, les pentes vont également, de manière indirecte, influencer sur la pérennité des écoulements au sein des différents drains.

Les pentes et les sols semblent donc jouer de manière concourante et opposée sur les bassins étudiés. Les sols permettent le stockage de l'eau précipitée et donc le relargage continu et modéré de ces volumes permettant de maintenir les écoulements au sein des drains. A l'inverse, les pentes, en limitant l'épaisseur des sols et en augmentant les vitesses d'écoulements, limitent la pérennité des drains et les rend davantage réactifs aux précipitations.

Sur le bassin du Cartaou, l'influence des ouvrages sur les pentes et ruptures de pente a été mise en évidence. Leur présence, à la fois sur les versants et au sein des réseaux, crée localement des zones propices aux infiltrations directement à leur amont, par diminution de la pente, mais aussi des zones favorisant les exfiltrations, directement à leur aval, en créant une rupture de pente marquée. Présents sur les versants (terrasses, pistes DFCI) comme au sein du drain principal (tancats), ces ouvrages ont une grande influence sur les processus hydrologiques responsables de la mise en eau de l'ensemble des drains du bassin.

Leur rôle hydrologique, démontré par des études précédentes (Martin, 2008), semble donc être confirmée sur la pérennité des écoulements.

Les drains de versants composant le réseau secondaire de ce bassin semblent relativement homogènes, en termes d'encaissement, de pentes et de surfaces drainées. Alimentant un drain principal très marquée tout au long de son parcours, ce bassin paraît davantage structuré que le bassin du Crébadès.

VII.3.2. Etude des sources des réseaux en eau

Les paragraphes qui suivent vont tenter d'analyser les caractéristiques hydro-morphologiques des différentes sources des réseaux observés en eau. L'objectif est de mieux comprendre les facteurs morphologiques responsables du déclenchement des écoulements surfaciques observés en leur sein sur chacun des bassins étudiés.

VII.3.2.i. Bassin du Crébadès

Le graphique de la Figure 122 présente les surfaces drainées et les altitudes des sources de réseaux observés en eau. Certaines sources se retrouvent de manière récurrente : certains départs d'écoulements sont effectivement localisés au même endroit pour différents épisodes observés. Le numéro du point d'observation le plus proche de la tête de réseau représentée est indiqué sur le graphique et reporté sur la cartographie de la Figure 122.

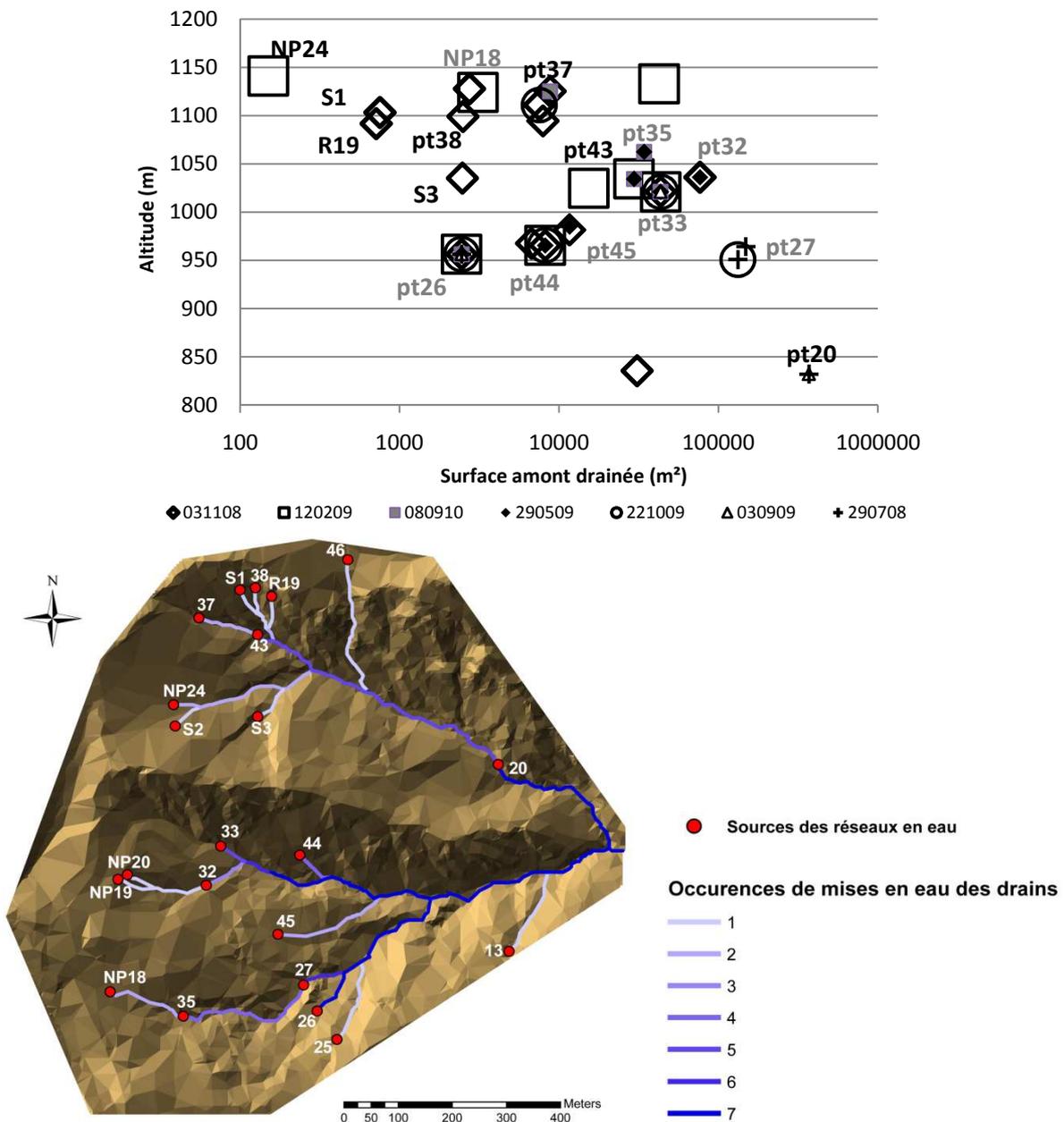


Figure 122: Surfaces drainées et altitudes des différentes sources de réseaux en eau

La première remarque qui résulte de l'analyse du graphique de la Figure 122 concerne la variabilité des surfaces drainées aux différentes sources des réseaux en eau. Ainsi, en fonction des épisodes observés, les surfaces drainées à ces départs d'écoulements sont comprises entre 200m² et 500000m². Montgomery et Dietrich (1992) observent quant à eux un facteur allant de 8 à 10 sur les surfaces drainées nécessaires à la localisation des départs de réseaux, en fonction des variations spatiales et temporelles des processus hydrologiques et érosifs contrôlant leur initiation (Moussa, 2009). Ici, le facteur, de 2500, nettement plus important, révèle le caractère intermittent des réseaux observés et les forts contrastes d'extension des réseaux en fonction des états hydrologiques du bassin.

En outre, ce graphique met en exergue les sources de réseaux les plus récurrentes, majoritairement localisées sur le réseau principal du bassin et en plus grand nombre dans le sous bassin sud (voir graphique de la Figure 122). Cette dernière remarque concorde avec l'ensemble des observations menées dans ce travail. Les réseaux les plus pérennes sont en effet majoritairement observés sur ce sous bassin, expliquant une redondance accrue des sources de réseaux en eau. L'analyse des caractéristiques morphologiques de ces sources sera donc menée séparément sur les deux sous bassins.

VII.3.2.i.i. Etude du sous bassin sud du Crébadès

Dans le bassin sud, les départs de réseaux sont essentiellement localisés sur un versant large et peu pentu, orienté est (voir graphique Figure 122). L'ensemble du couvert végétal de ce versant a été déboisé entièrement juste avant le début de ce travail. Le sol est composé de schistes altérés très perméables, et laisse paraître un ensemble de réseaux fréquemment en eau. Enfin, la piste DFCI, créant une rupture de pente marquée, passe au pied de ce versant.

Les départs des réseaux y sont essentiellement compris entre 950 et 1050m d'altitude. Seuls les points NP18, NP19 et NP20, situés le long du chemin de crête, sont à une altitude supérieure, d'environ 1150m.

En ce qui concerne la répartition de ces départs de drains, plus ils sont situés haut en altitude, plus la surface qu'ils drainent est importante (excepté pour le point NP19 qui est le plus élevé et qui draine une surface inférieure à 200m²). En effet, bien que plus haut en altitude, les points 32, 33 et 35 drainent une surface nettement plus élevée que les points 26, 44 et 45. Seul le point 27, situé sur le drain de longueur maximale du sous bassin, est situé relativement bas en altitude et draine une surface importante. Par contre, il représente un départ d'écoulement sur seulement deux campagnes d'observation. La surface qu'il draine est trop importante pour qu'il constitue un départ d'écoulement régulier. Des départs d'écoulements ont en effet été localisés sur le même linéaire plus en amont, à des surfaces drainées plus faibles (pt 35 et NP18).

Le point 33 quant à lui, même en drainant une surface importante, de plus de 34000m², représente la tête récurrente d'un drain observé 4 fois en eau. Au vu de la surface qu'il draine, il devrait se situer au sein d'un réseau dont les départs des écoulements s'effectuent plus à l'amont. Une étude particulière de ce point est menée à travers les figures suivantes.

Des départs d'écoulement peuvent donc apparaître relativement haut en altitude sur les versants à la condition qu'une surface suffisante soit drainée à ce point. Dans ce bassin, la surface drainée minimale pour un déclenchement d'écoulement à une altitude supérieure à 1100m est inférieure à 200m², et concerne le point NP19. Cependant, il faut remarquer que ce point est localisé en bas d'un versant, au niveau d'une rupture de pente marquée par le chemin de crête. Sa situation favorisant les exfiltrations d'écoulements sub-surfaciques provenant de l'amont, il est possible que la surface drainée calculée ne soit pas représentative de la surface réellement drainée à ce point. En outre, il est possible que la limite topographique du bassin ne corresponde pas à sa limite hydrologique. Des apports d'eaux souterraines provenant de bassins avoisinants est effectivement envisageable.

Il semble pourtant étonnant de constater que les sources les plus récurrentes, et notamment les points 26 et 44, drainent des superficies relativement faibles (respectivement 2100m² et 6200m²). L'explication de leur redondance est abordée dans les paragraphes qui suivent.

La Figure 123 présente de nouvelles caractéristiques des sources de réseaux en eau.

Le premier graphique les représente en fonction de la surface qu'elles drainent et de la rupture de pente amont (voir Partie 3 III.5.4) calculée en leur endroit. Les flèches qui y sont ajoutées permettent de séparer les zones du graphique correspondant à une augmentation (+) ou à une diminution de la pente (-) vers l'aval. La taille des cercles qui les représente correspond à l'occurrence de mises en eau de ces départs d'écoulements (indiqué en gras au sein des cercles).

Le deuxième graphique représente la pente locale à leur endroit en fonction de la surface amont drainée. L'objectif est de tenter d'analyser les relations entre ces caractéristiques et la redondance des sources.

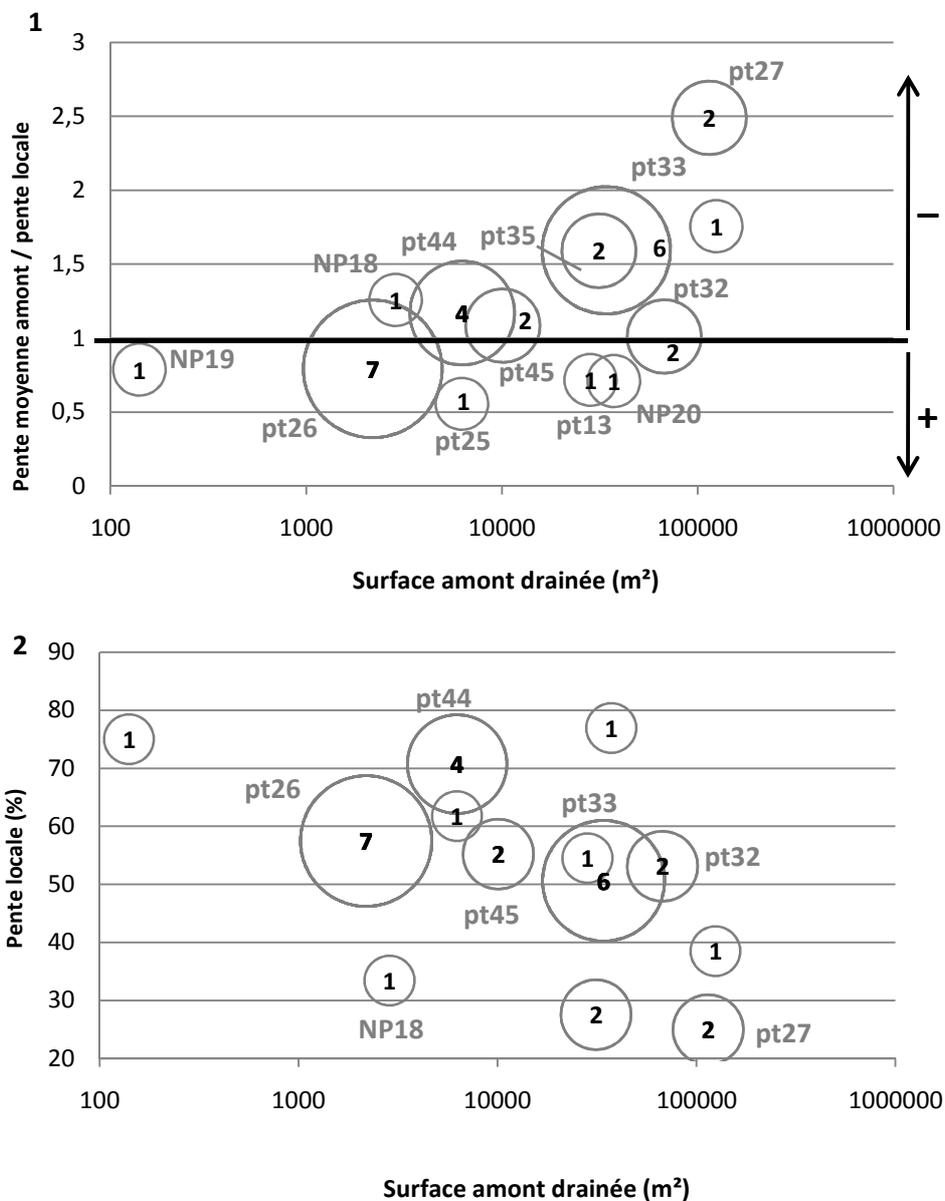


Figure 123: Rupture de pente (1) et pente locale (2) en fonction de la surface drainée des différentes sources du sous bassin sud du Crébadès

La rupture de pente amont utilisée dans le graphique 1 de la Figure 123 permet de repérer les zones de connexion entre versant et réseau. En effet, l'indice de pente moyenne amont rend compte de la pente moyenne de l'ensemble des arêtes de l'arbre de drainage du bassin que draine le point considéré et donc de celle des versants amont alimentant le réseau à son emplacement. La pente locale, de son côté, est celle du réseau dans lequel ce point a été observé. Un indice de rupture de pente amont supérieure à 1 indique donc une zone de diminution de la pente du bassin amont tandis qu'une valeur inférieure à 1 révèle une augmentation de sa pente. Particulièrement élevé, ce ratio est le témoin d'une zone de connexion entre des versants particulièrement pentus et un réseau hydrographique ralentissant fortement leur pente moyenne. Ces zones de connexion entre versants et réseaux sont des lieux privilégiés de productions d'écoulements surfaciques en favorisant l'exfiltration des eaux du versant au sein du réseau hydrographique (Beven et Kirkby, 1979).

La source du point 26 présente la plus faible rupture de pente amont des sources les plus récurrentes. Sa valeur, inférieure à 1, indique une pente locale supérieure à celle du bassin amont. Elle est donc située dans une zone d'accélération des pentes. Cette configuration peut favoriser les exfiltrations d'eau au sein d'un versant lors d'un épisode pluvieux. En effet, sous l'hypothèse que les écoulements prédominants sur ce bassin s'effectuent en sub-surface, une accélération des pentes du versant peut forcer les écoulements à s'exfiltrer, par intersection des directions de flux par la surface topographique. Ce mécanisme pourrait notamment expliquer la redondance de la source située à l'amont du point 26.

Au contraire, la source du réseau au point 44 présente un ratio de pente légèrement supérieure à 1. Le bassin amont est donc légèrement plus pentu que le drain sur lequel elle est située. Pourtant, la pente locale est la plus forte des sources les plus récurrentes.

Cette source est située sur un versant orienté au sud et accidenté. Particulièrement pentu, il présente un réseau de ravines incisées peu étendu, faisant apparaître régulièrement la roche mère à nu. L'importance des pentes, combinée à des écoulements particulièrement canalisés par des drains marqués, augmente les vitesses d'écoulements, en surface comme dans les sols, et peut expliquer la grande réactivité de ce drain. La localisation du départ des écoulements est ensuite dépendant d'un seuil de surface drainée permettant la concentration d'un volume d'eau suffisant pour l'apparition d'un écoulement de surface. Dans ce drain, la valeur seuil de surface drainée serait d'environ 6000m².

Enfin, concernant la source du réseau au point 33, malgré l'importance de sa surface drainée, elle reste une des sources les plus récurrentes. Il est étonnant de ne pas observer les départs d'écoulements à son amont. Cependant, elle est située sur une zone de rupture marquée de la pente. En effet, son ratio de pente est supérieur à 1,5, indiquant une zone privilégiée pour l'exfiltration des écoulements au sein du réseau. La présence d'écoulements récurrents à son endroit pourrait ainsi être expliquée.

VII.3.2.i.ii. Etude du sous bassin nord du Crébadès

Dans le sous bassin nord, les sources sont essentiellement situées sur les hauts de versants, à des altitudes globalement plus élevées que dans le sous bassin sud (voir Figure 122).

Hormis au niveau du point 20, situé à l'aval du thalweg principal, les sources sont localisées sur les hauts de versants entre environ 1000m et 1150m d'altitude. En dehors des points NP24, S2 et S3, localisés sur un versant orienté est peu accidenté, le reste des têtes de réseaux est situé sur les versants orientés sud, particulièrement pentus, présentant un couvert végétal très limité et un sol quasi inexistant.

Les graphiques de la

Figure 124 présentent la rupture de pente amont et la pente locale en fonction de la surface drainée pour chacune des sources du sous bassin nord du Crébadès.

La taille des cercles qui les représente correspond à l'occurrence de mises en eau de ces départs d'écoulements (indiqué en gras au sein des cercles).

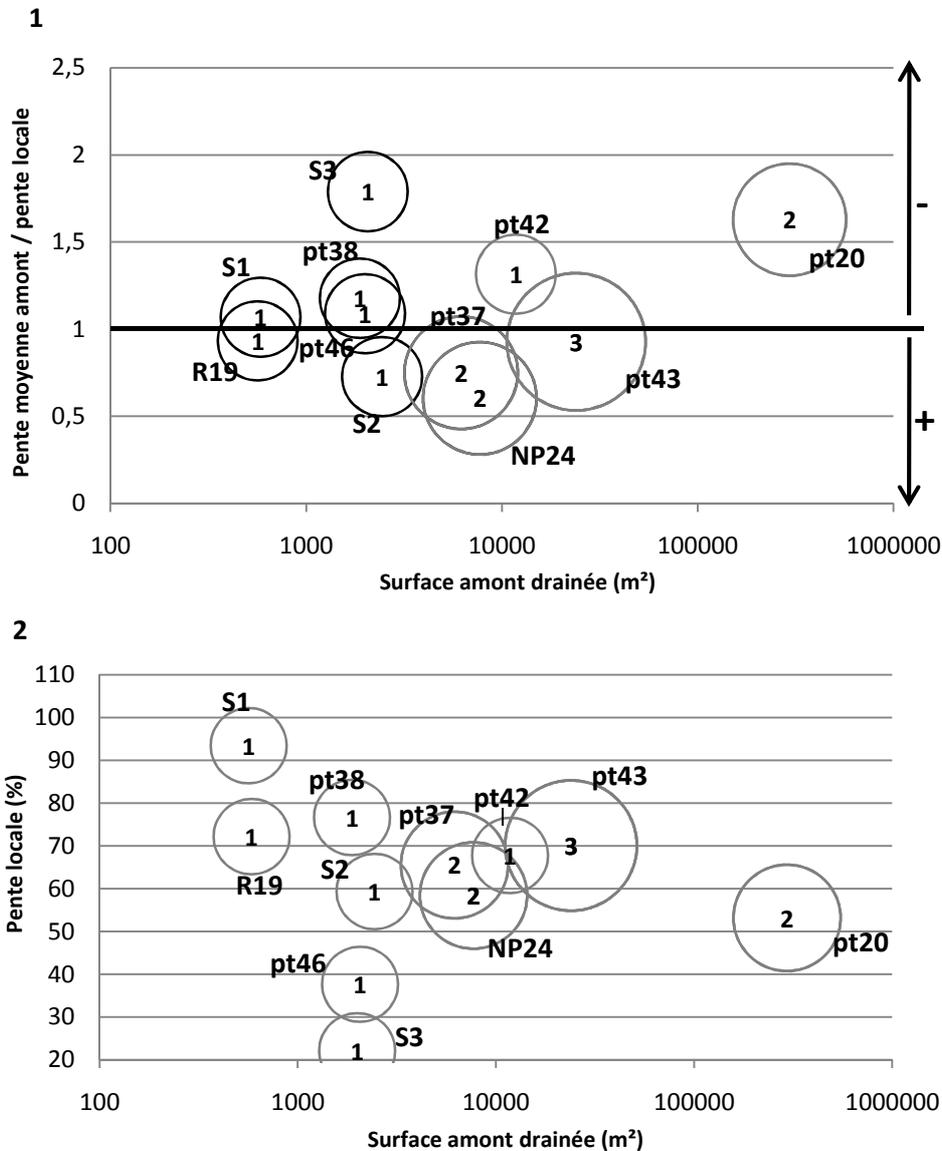


Figure 124: Rupture de pente (1) et pente locale (2) en fonction de la surface drainée des différentes sources du sous bassin nord du Crébadès

Les sources les plus récurrentes sur ce bassin ont été observées en eau au maximum 3 fois, confirmant la faible pérennité des drains en eau sur ce sous bassin. Elles apparaissent à partir d'une valeur seuil de 6000m² drainés, représentée par le point 37, situé en tête du thalweg principal de ce sous bassin. Seule la source du point 42, drainant une surface d'environ 12000m², n'a été observée en eau qu'une seule fois. Son déclenchement, lié à l'épisode du 12 février 2009 pendant lequel une couche neigeuse était en place sur le bassin, est conditionné par des conditions climatiques particulières. Il ne peut être expliqué par les caractéristiques utilisées dans ces analyses.

Hormis la source du point 20, située au sein du thalweg principal et présentant par conséquent un ratio supérieur à 1, les sources les plus récurrentes présentent des ratios globalement faibles,

compris entre 0,6 et 0,9. Elles sont donc localisées sur des zones d'accélération de la pente, et particulièrement au niveau du point NP24.

Mais le plus remarquable sur les graphiques de la

Figure 124 concerne le nombre des sources de l'épisode du 3 novembre 2008. En effet, hormis le point 42, toutes les sources observées une seule fois en eau correspondent à celles observées uniquement à cet épisode. En outre, les surfaces qu'elles drainent sont les plus faibles de l'ensemble des sources, la surface drainée maximale ne dépassant pas les 8000 m². Ces observations viennent confirmer l'importance de cet évènement automnal par rapport à l'ensemble des évènements observés.

La Figure 125 présente les hauts de versants du sous bassin nord, le RTR dans cette zone et les différents départs de drains qui ont réagi lors de l'épisode du 3 novembre 2008.

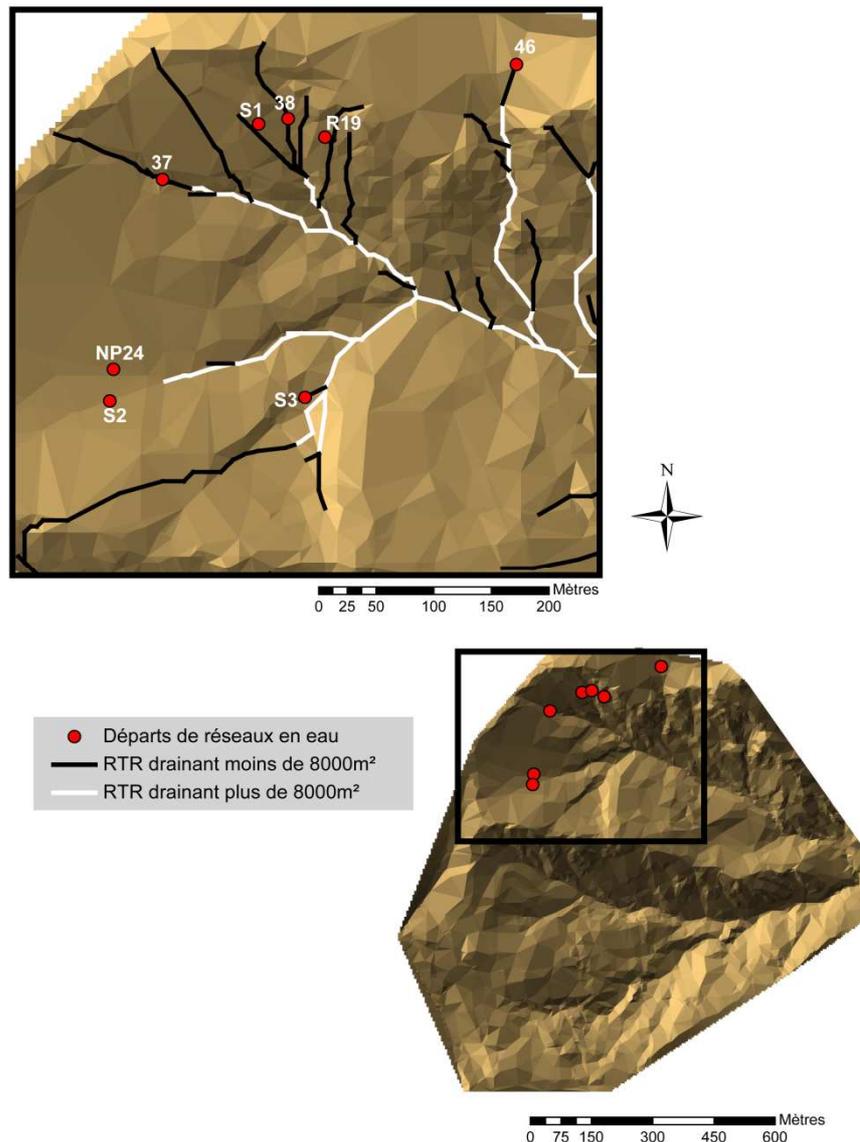


Figure 125: Localisation des sources des réseaux en eau du 3 novembre 2008 en fonction de la surface drainée dans le réseau RTR

Deux observations sont à formuler avant l'analyse de cette cartographie. Tout d'abord, certaines sources de réseaux en eau ne se trouvent pas au sein du réseau RTR. C'est le cas des points NP24 et S2, la profondeur de leurs thalwegs étant inférieure à l'erreur moyenne du TIN, ils sont considérés comme faisant partie du bruit du MNT TIN et ont donc été éliminés du RTR. Ensuite, le drain situé

entre le point 37 et le point S1 n'a pas été observé sur le terrain. Il fait parti des drains sur-détectés par l'algorithme. Enfin, le drain le plus au sud rejoignant la crête est lui aussi en parti sur-détecté par l'algorithme NET.

La cartographie de la Figure 125 montre la grande réactivité du versant nord à l'épisode du 3 novembre 2008. En effet, la quasi-totalité des drains du RTR dans cette zone a généré un écoulement de surface lors de cet épisode.

Dans la partie la plus au nord du bassin, les drains du RTR drainant une surface inférieure à 8000m² s'étendent sur l'ensemble du versant. Ce versant a donc la particularité de présenter un grand nombre de réseaux potentiels drainant des surfaces réduites. Or, la majorité de ces drains a généré des ruissellements de surface lors de cet épisode. La surface drainée n'est donc *a priori* pas un facteur explicatif des déclenchements de ces drains.

Le versant opposé, à l'inverse, beaucoup moins pentu, présente peu de drains potentiels, et la quasi-totalité drainent une surface supérieure à 8000m². Ce versant a également réagi à l'épisode du 3 novembre 2008, mais dans une moindre mesure.

Les paragraphes qui suivent tentent d'approcher les mécanismes gouvernant le déclenchement différencié de ces différents drains.

En ce qui concerne les points S1 et R19, qui drainent moins de 600m², leur rupture de pente amont est aux alentours de 1. Par contre, leur pente locale est importante, comprise entre 70% et plus de 90% pour le point R19.

La réactivité à l'évènement du 3 novembre 2008 de ces départs de réseaux, localisés sur les parties les plus accidentées des hauts de versants, peut être expliquée par l'importance des pentes et la faiblesse des épaisseurs de sols de ces hauts de versants. L'importance des pentes et l'absence de sols de l'ensemble de ce versant permettraient ainsi de compenser la faible surface drainée nécessaire à la mise en eau des drains potentiels qui s'y trouvent. La même conclusion peut être appliquée au point 38 qui présente globalement les mêmes caractéristiques, bien qu'il draine une surface supérieure proche de 2000m².

Les sources des réseaux aux points NP24, S2 et S3 se trouvent dans des configurations tout à fait différentes. Sur le versant opposé, elles sont situées sur des réseaux moins pentus (entre 40% et 60%) et drainent des surfaces supérieures, de 2500 à 8000m². Sur ce versant, le recouvrement forestier est de 100% et les épaisseurs de sols sont relativement importantes en comparaison des versants nord.

Ces deux versants, dont les caractéristiques morphologiques sont pourtant très différentes, ont généré tout deux des ruissellements de surface le 3 novembre 2008, au sein du réseau hydrographique suivi mais aussi localement en dehors, sur les versants, sur des exfiltrations locales. Cependant, des différences importantes apparaissent sur les débits qui y ont été mesurés.

Ainsi, sur le versant le plus au nord, si le débit maximum mesuré au point 37 est important, de l'ordre de 9L/s, les débits mesurés sur les autres sources de ce versant sont inférieurs à 1L/s. Au contraire, sur le versant opposé, les débits aux points NP24, S2 et S3 sont tous supérieurs à 2,5L/s.

L'importance du débit au point 37 peut être expliquée par deux facteurs principaux que sont les pentes et la surface drainée. Ainsi, le point 37 draine une superficie relativement importante, comparable à celle du point NP24 (de l'ordre de 7000m²) mais présente des pentes amont et locales plus fortes, proches de 70%.

Il est donc probable que le réseau du thalweg principal, au niveau du point 37, en l'absence d'une épaisseur importante de sol à son amont et présentant une pente importante, soit plus réactif aux précipitations et produise des débits temporairement plus importants. Cependant, sous cette hypothèse, il est possible que les débits y soient moins régulièrement soutenus et que la récession des débits apparaisse plus rapidement après la fin de l'épisode.

L'importance des sols et la faible pente du versant opposé engendrent probablement une plus lente contribution des volumes d'eau préalablement stockés dans les sols aux débits du réseau. De ce fait, moins réactif, produisant des débits plus faibles mais plus réguliers, il est capable de maintenir des écoulements de surface sur une période plus longue que le versant le plus au nord.

Une autre analyse peut être menée sur la réactivité de ces deux versants et concerne la morphologie des drains qui s'y trouvent. Une analyse de l'encaissement des départs de réseaux de cette partie du bassin est ainsi présentée à la Figure 126. Elle permet d'illustrer l'opposition topographique entre les deux versants du sous bassin nord préalablement décrits.

La Figure 126 présente les indices d'encaissement des thalwegs dans lesquels se situent les différentes sources des drains des hauts de versants du sous bassin nord, en fonction de leurs surfaces drainées.

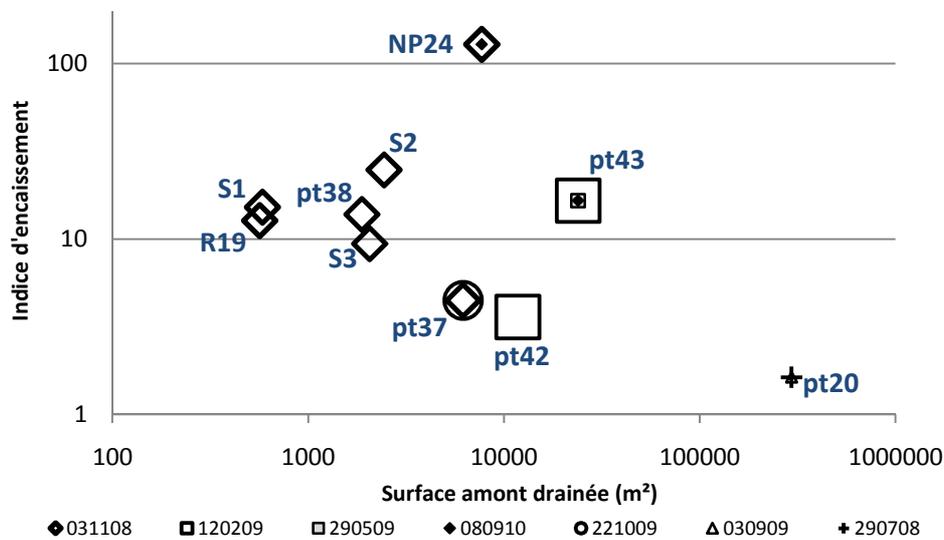


Figure 126: Surface amont drainée et indice d'encaissement des sources des drains des hauts de versants du sous bassin nord du Crébadès

Ce graphique illustre bien l'opposition des deux versants évoquée précédemment, dont les points 37 et NP24 sont les représentants. Ainsi, le point NP24 est situé sur un thalweg très évasé, présentant un indice d'encaissement supérieur à 120. Au contraire, le thalweg principal, au point 37, semble particulièrement encaissé, présentant la troisième plus faible valeur d'indice calculée sur l'ensemble des thalwegs de ce sous bassin. Les sources du versant le plus au nord, se situent elles sur des thalwegs relativement ouverts, dont la largeur est supérieure à 10 fois leur profondeur. Sur cette partie du versant, un ensemble de réseaux d'écoulements, peu marqués, présentent directement sur la roche mère à nu est en effet clairement identifiable sur le terrain.

En résumé, le versant le plus au nord semble actif seulement pendant de très courtes périodes, en réaction à des épisodes brutaux. La faible surface qu'il draine et l'absence de sols empêche tout écoulement pérenne de volumes importants mais ses pentes font de lui un réseau particulièrement réactif. Au contraire, le versant sud de ce sous bassin est moins accidenté, présente des thalwegs plus évasés, des pentes plus douces et de plus importantes épaisseurs de sols permettant une restitution plus continue de débits plus réguliers.

Enfin, de part la superficie qu'il draine, même haut sur les versants (exemple du point 37), le thalweg principal, très encaissé, faisant converger la plupart des écoulements de versants amont, est capable à la fois de soutenir des débits importants tout en étant particulièrement réactif aux précipitations.

VII.3.2.ii. Bassin du Cartaou

Le même type d'analyse a été mené sur les sources du bassin du Cartaou (voir Annexe XII). Il en ressort les mêmes observations générales que sur le bassin du Crébadès.

Tout d'abord, la variabilité des surfaces drainées et des altitudes aux différentes sources met en évidence l'importante variabilité des extensions de réseau du bassin du Cartaou sur la période étudiée. L'observation la plus sèche, pour laquelle le réseau en eau est limité au départ du thalweg principal du bassin, contraste avec l'extension maximale observée pour laquelle la quasi totalité des drains du réseau potentiel ont été mis en eau.

Ensuite, les sources les plus récurrentes sont situées au départ des drains du réseau principal. Les débits qui y sont produits sont donc fortement dépendants de la surface drainée. Cette dernière observation amène à la troisième observation générale partagée avec le bassin du Crébadès.

La localisation des sources est conditionnée par la valeur de la surface qu'elles drainent. Une surface drainée trop importante indiquera une localisation au sein d'un drain dont le départ se situe plus à l'amont, pour une surface drainée plus faible. De ce fait, les sources drainant d'importantes surfaces constituent généralement des départs de réseau uniquement pour les périodes les plus sèches. A l'inverse, une surface drainée trop faible ne permettra pas la production de ruissellements surfaciques au sein des réseaux. Les sources qui drainent de faibles superficies réagissent en effet essentiellement aux épisodes les plus importants. Les sources les plus récurrentes drainent donc des surfaces comprises entre un seuil minimal, nécessaire à la production d'écoulements et un seuil maximal, leur permettant d'être à la naissance des ruissellements surfaciques en réseaux.

Enfin, comme décrit précédemment, en créant des ruptures de pente artificielles marquées, les ouvrages du bassin du Cartaou semblent influencer sur le départ des écoulements. Ainsi, la piste DFCI comme les terrassements ont montré leur influence sur la localisation des départs d'écoulements lors des épisodes pluvieux. La configuration des pentes et leur évolution semblent ainsi participer à la mise en eau des drains.

VII.3.2.iii. Conclusion sur l'analyse des sources de réseaux en eau

Globalement, malgré la grande variabilité des conditions morphologiques caractérisant les sources des réseaux, il semble que leur localisation soit influencée par plusieurs facteurs concourants.

Premièrement, comme abordé précédemment, elle dépend de la surface amont drainée. Ainsi, une surface drainée trop faible ne permet pas l'établissement d'un écoulement de surface tandis qu'une surface drainée trop importante indique que le point est situé au sein d'un réseau dont le départ des écoulements est en général situé plus à l'amont.

Ensuite, les pentes interviennent de manière importante sur la pérennité des déclenchements. L'exemple le plus flagrant concerne l'ensemble des déclenchements des hauts de versants du sous bassin nord du Crébadès le 3 novembre 2008. Particulièrement accidentées et pentues, ces zones ont été spécialement réactives à cet épisode, engendrant des écoulements de surface sur la quasi-totalité des drains potentiels s'y trouvant.

Les pentes jouent un rôle majeur sur l'établissement des épaisseurs de sols qui conditionnent à leur tour la réactivité des bassins aux précipitations. En jouant sur les volumes de stockage de l'eau et les vitesses de production d'écoulements de surface, ils influent de manière importante sur la pérennité des réseaux et leur réactivité.

C'est pourquoi, si les pentes sont directement responsables du comportement des chemins de l'eau au sein d'un bassin et de sa vitesse de réaction, elles peuvent également intervenir sur d'autres facteurs qui jouent eux aussi un rôle direct sur la production des écoulements de surface. Dans notre cas, les fortes pentes reflètent des zones aux faibles profondeurs de sols. Cette particularité engendre globalement de fortes réactivités du réseau et une pérennité plus faibles des écoulements. A l'inverse, des pentes plus douces et un sol plus épais permettent l'établissement d'écoulements plus pérennes mais moins réactifs.

L'importance des pentes peut compenser de cette manière la faiblesse des surfaces drainées nécessaires à l'établissement d'un départ d'écoulement.

En outre, si les pentes semblent jouer un rôle important sur le départ des écoulements, leur évolution de l'amont vers l'aval, et particulièrement leurs changements brutaux, appelés ruptures de pente, semblent également contribuer à la localisation des sources des écoulements superficiels.

Le schéma présenté à la Figure 127 illustre les différents mécanismes de production de ruissellements surfaciques par exfiltration des écoulements hypodermiques, en fonction de la configuration des ruptures de pente.

Deux situations sont présentées. La première témoigne des mécanismes observés en périodes intermédiaires, en dehors des épisodes pluvieux, tandis que la deuxième concerne ceux observés sous épisodes.

Dans le cadre de ces deux situations, deux configurations de rupture de pente sont analysées. La première, créant une augmentation de la pente vers l'aval, est comparée à une configuration de diminution de la pente. La première est généralement observée sur les versants tandis que la seconde concerne les bas de versants, au niveau de la connexion avec le réseau.

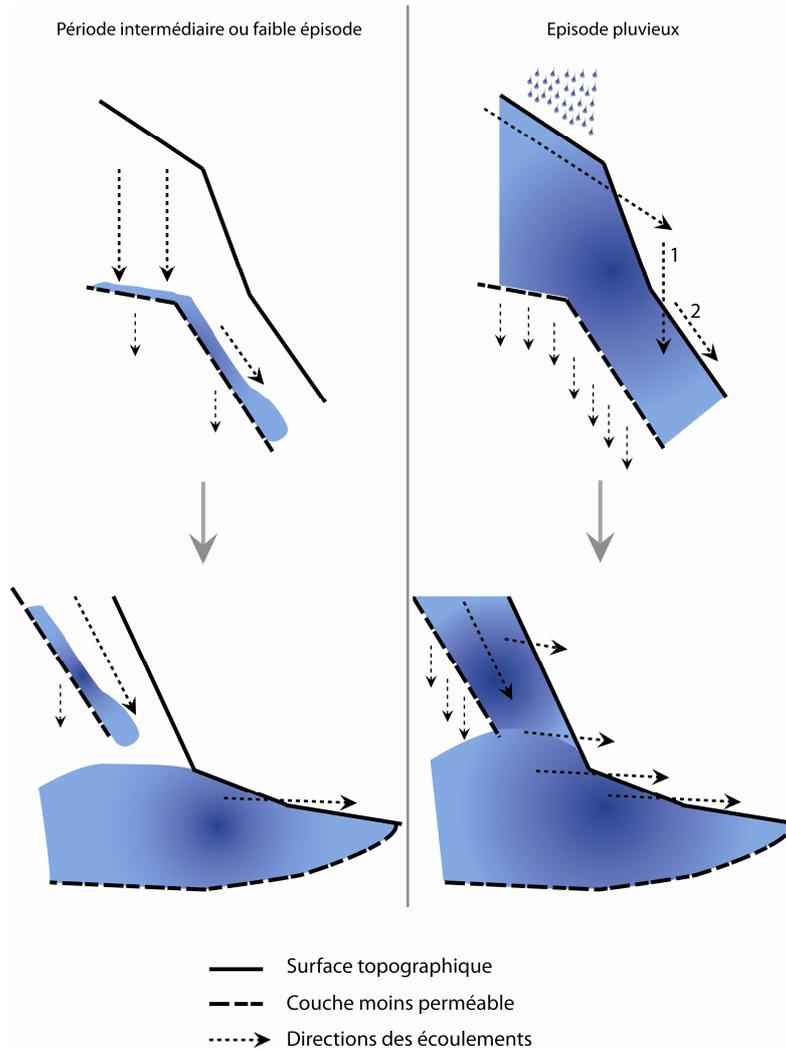


Figure 127: Ruptures de pente et exfiltrations des écoulements de sub-surface

En période intermédiaire, la faible quantité d'eau contenue dans les sols engendre une lente infiltration au sein du versant. Si cette eau est stoppée dans sa descente dans le profil par une couche moins perméable, ou lorsque les pentes sont suffisamment importantes, l'eau infiltrée s'écoule en sub-surface et suit le gradient de pente du versant. Arrivés dans une zone de ralentissement de la pente, comme dans les bas de versants, les écoulements forment une nappe qui peut s'exfiltrer si la surface topographique coupe le niveau de la nappe. Des écoulements de profondeur, de faible importance, peuvent contribuer aux écoulements souterrains ou alimenter les nappes à l'aval. Dans cette situation, les zones d'accélération de la pente ne sont pas favorables aux exfiltrations.

En périodes pluvieuses, lorsque les couches superficielles des versants viennent à se saturer, une zone d'accélération de la pente peut favoriser les exfiltrations. Cette eau exfiltrée peut soit se ré-infiltrer à l'aval (1), contribuant à nouveau aux écoulements de sub-surface et de profondeur, soit ruisseler en surface (2), en fonction de la capacité d'infiltration des sols. En bas de versant, les exfiltrations sont accélérées et augmentées par l'importance des écoulements sub-surface, pouvant former une intumescence à la connexion des nappes de versant et de réseau. Les écoulements en profondeur sont également plus importants. Dans cette situation les zones d'accélération de la pente peuvent contribuer à la naissance des écoulements de surface.

C'est pourquoi les départs d'écoulements en réseaux se trouvent à la fois dans des zones d'augmentation de la pente et dans des zones la ralentissant. En fonction de la saturation des sols,

les accélérations de pente peuvent contribuer à la naissance d'écoulements de surface. Les zones de ralentissement de la pente favorisent quant à elle en permanence les ruissellements surfaciques par exfiltrations.

Les zones de ralentissement de la pente sont des lieux privilégiés de départs d'écoulements, notamment en période intermédiaire, en permettant un apport régulier d'eau contenue dans les nappes de bas de versant. Il faut noter que les écoulements en nappe sont beaucoup plus lents et permettent un maintien à plus long terme des écoulements surfaciques au sein des réseaux.

A l'inverse, les zones d'accélération de la pente vont pouvoir être le siège de la naissance des écoulements de surface sur les épisodes les plus importants ou lorsque l'état hydrologique du bassin est déjà avancé. L'écoulement généré sera temporaire, limité par le niveau de saturation des versants.

La localisation des sources est également influencée par l'encaissement des thalwegs dans lesquels elles se trouvent.

En canalisant les flux de surface comme de sub-surface, les thalwegs les plus encaissés accumulent une grande partie des volumes d'eau des versants. Les écoulements de surface sont ainsi d'autant plus importants et réguliers que le thalweg est encaissé. C'est pourquoi les sources les plus récurrentes se retrouvent généralement dans des thalwegs particulièrement incisés du réseau principal.

Enfin, il semble, au vu de l'importance des écoulements hypodermiques et de profondeur, que la position au sein du bassin puisse influencer la production d'écoulements de surface. C'est ainsi que certaines sources proches de l'exutoire et du drain principal, situées à même altitudes, semblent réagir aux mêmes événements en drainant pourtant des surfaces très différentes.

L'hypothèse proposée est que les nappes de bas de versants et du drain principal, en accumulant les écoulements de l'ensemble des versants du bassin, sont particulièrement importantes proches de l'exutoire. En conséquence, à des distances proches de l'exutoire et à des altitudes inférieures au niveau piézométrique de ces nappes, les potentialités d'exfiltration des eaux sont importantes. Une simple rupture de pente ou une différence d'imperméabilité dans les couches du sol peut alors générer des exfiltrations.

Les origines morphologiques du départ des écoulements en réseau semblent donc se confirmer au vu des analyses menées sur les quelques épisodes observés. Il faut néanmoins garder en mémoire que tous les résultats présentés doivent être complétés d'observations sous épisodes complémentaires. Des épisodes extrêmes peuvent montrer des comportements tout à fait différents vis-à-vis des mécanismes interprétés à ce jour.

Il reste à vérifier l'influence de la configuration du réseau potentiel, de son organisation spatiale, sur les réponses hydrologiques observées. Cette question fait l'objet des paragraphes qui suivent.

En dessous de ce seuil, les densités de drainage sont très variables (comprises entre 0,5 Km/Km² et 60 Km/Km²) quelque soit la pérennité des drains, bien que les valeurs convergent vers la valeur moyenne du bassin avec l'augmentation des surfaces drainées.

Ce graphique illustre de nouveau la séparation entre réseau principal et réseau secondaire. Le réseau secondaire, qui concerne les drains les plus temporaires, présente une grande variété de situations, avec des caractéristiques morphologiques et de réseaux très variés. Le drain principal est davantage organisé avec la surface drainée et présente des caractéristiques morphologiques plus homogènes.

Ensuite, la pérennité des drains augmentent avec les ordres du réseau potentiel, qui évoluent eux même en fonction de la surface drainée. Là encore, il semble que le même seuil de surface puisse séparer deux fonctionnements. En dessous de 80000m², la pérennité des drains n'est pas clairement corrélée avec les ordres de Shreve du réseau potentiel. Au-delà, au contraire, elles s'alignent quasiment parfaitement avec les ordres de Shreve et la surface drainée.

Les graphiques suivants présentent les densités de drainage du réseau potentiel des différentes occurrences de mises en eau des drains du Crébadès en séparant les drains du bassin nord de ceux du bassin sud.

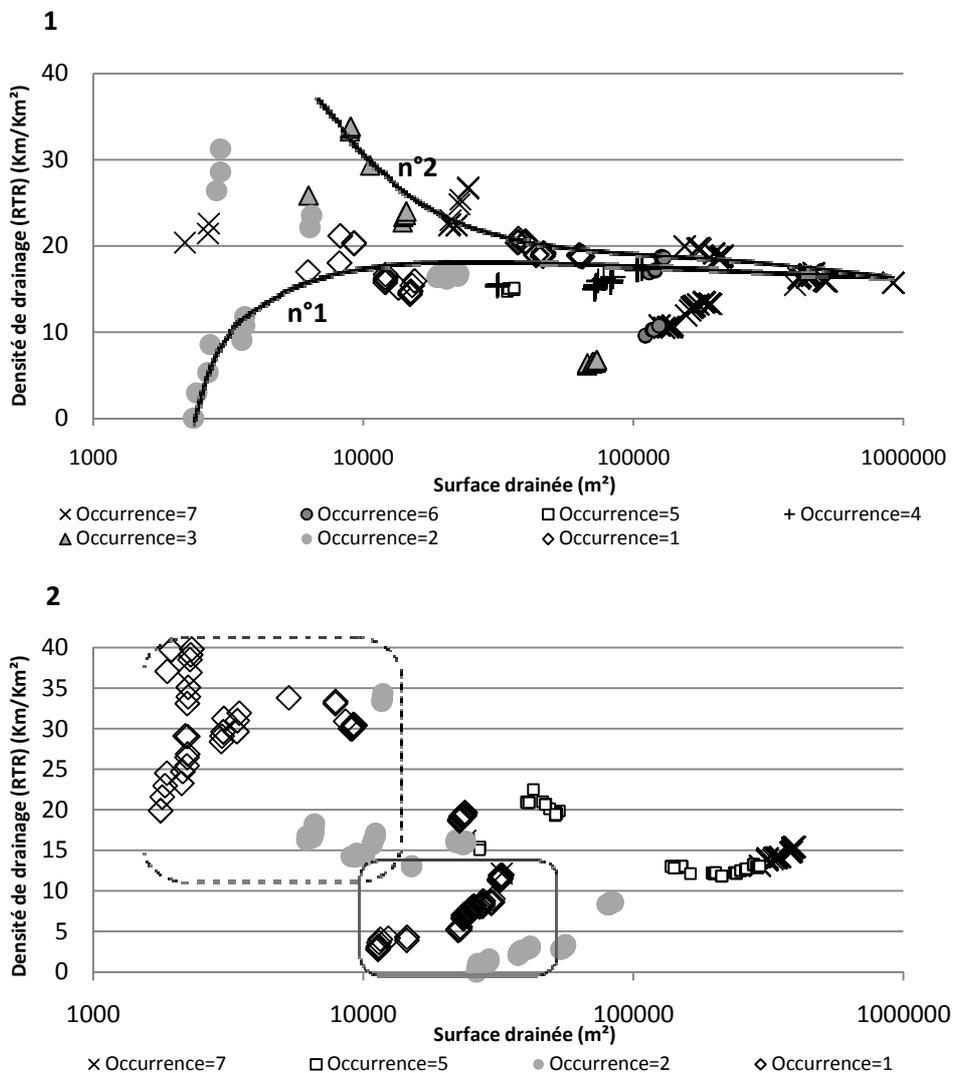


Figure 129: Densité de drainage du réseau potentiel pour les différentes occurrences de mises en eau des drains sur le sous bassins sud (1) et nord (2) du Crébadès

Les différences entre bassin nord et bassin sud sont clairement visibles sur ces deux graphiques (voir Figure 129).

Sur le bassin sud, les deux thalwegs principaux sont clairement identifiables (linéaire n°1 et n°2 sur le graphique).

Le thalweg le plus long, situé le plus au sud, est représenté par le linéaire n°1. La densité de drainage du réseau potentiel augmente tout au long de sa descente jusqu'à l'exutoire. En dessous d'environ 100000m², la pérennité des drains montre une représentation anarchique vis-à-vis des surfaces drainées. Au-delà, elle augmente progressivement avec la surface drainée.

Le thalweg le plus court, représenté par le linéaire n°2, sépare un versant relativement peu pentu exposé à l'est d'un versant exposé au sud particulièrement accidenté et voit la densité de drainage du réseau potentiel fortement diminuée jusqu'à l'exutoire. Comme vu précédemment, le versant exposé au sud est occupé par un grand nombre de courts drains potentiels de versants. La densité de drainage du réseau potentiel est ainsi révélatrice de cette observation et explique la diminution progressive des densités de drainage du linéaire n°2.

Sur le bassin nord, les drains observés une et deux fois en eau et drainant les plus faibles surfaces présentent des densités de drainage du réseau potentiel particulièrement importantes, jusqu'à un maximum de 40 Km/Km² (encadré en pointillés). Ensuite, à partir d'environ 10000m² drainés, la densité de drainage diminue jusqu'à la valeur moyenne du bassin.

Ces drains sont ceux des hauts de versants nord du sous bassin. Cette observation confirme ainsi l'importance de la densité de drainage du réseau potentiel sur les hauts de versants nord.

Les drains compris dans l'encadré en trait plein sont ceux du versant sud de ce sous bassin. Avec des densités de drainage nettement plus faibles et des surfaces drainées beaucoup plus importantes, ils sont également observés une à deux fois en eau. La faible densité de drainage de ces drains est ainsi compensée par l'importance de la surface qu'ils drainent.

En outre, les réseaux les plus temporaires du bassin nord présentent des densités de drainage supérieures à ceux du sous bassin sud.

L'importance des densités de drainage du réseau potentiel dans le bassin nord autorise à penser qu'elle est en partie responsable des différences de mise en eau des drains de versants observés entre les deux sous bassins. La densité du réseau potentiel, révélatrice de l'importance des réseaux canalisés sur une surface donnée, rend compte des potentialités de concentration des écoulements, responsable de la mise en eau effective des drains. Une plus grande densité de drainage engendre donc une augmentation des potentialités de canalisation des écoulements de surface comme de sub-surface, et permet ainsi une réactivité accrue des drains aux précipitations.

La densité de drainage du réseau potentiel semble donc avoir une influence importante sur la réactivité des différents drains.

VII.4.1.ii. Loi de Horton : le ratio de surface drainée

La classification des réseaux d'un bassin, initiée par Horton en 1932, permet d'étudier l'agencement des tronçons des réseaux hydrographiques. Dans la classification de Horton-Strahler, chaque tronçon est qualifié d'un ordre, dont la valeur est définie par des règles topologiques (voir Partie 1, I.8).

Le ratio de surface (voir Partie 1, I.8), issu de la classification des réseaux et également développé par Horton, permet, par la caractérisation des aires drainées des différents ordres des drains, d'étudier leur ordonnancement et leur importance relative par rapport aux surfaces qu'ils drainent. Il permet en outre de suivre l'augmentation des surfaces drainées avec l'évolution des ordres des réseaux.

Ce ratio de surface a été calculé sur les ordres de Shreve de chacun des réseaux en eau observés. Il a également été calculé sur les ordres de Strahler. Les tendances entre les deux classifications sont

inchangées mais la classification de Shreve donne des ordres d'une plus grande variété et facilite ainsi la représentation des ordonnancements de réseaux.

La Figure 130 présente les ratios de surface drainée en fonction des ordres de Shreve des drains du bassin du Crébadès.

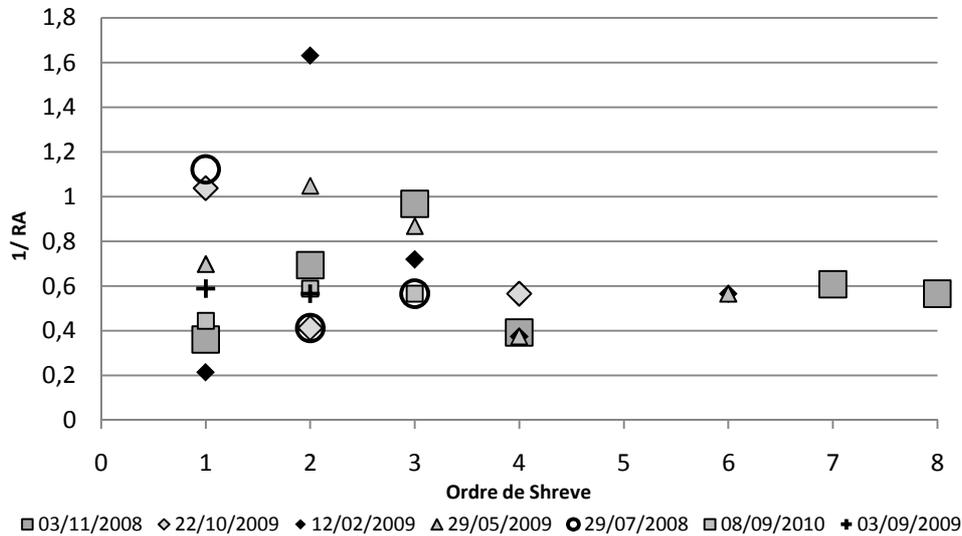


Figure 130: Ratio de surface en fonction de l'ordre de Shreve sur le bassin du Crébadès

Contrairement à ce qu'observe Moussa (2009) à une échelle beaucoup plus large (bassin de l'Hérault), le bassin du Crébadès ne montre aucune tendance permettant de qualifier l'évolution de son ratio de surface avec l'ordre de ses drains.

Sur le Crébadès, le ratio de surface se stabilise à partir d'un ordre de 4 autour d'une valeur moyenne de 0,6. Avant ce seuil, le ratio de surface ne montre aucune tendance particulière.

Cette configuration montre la faiblesse des surfaces drainées des ordres supérieurs à 3. Pour les ordres 4 à 8, les surfaces drainées évoluent de façon constante avec l'ordre des drains, les surfaces étant globalement doublées à l'ordre supérieur (ratio entre 0,4 et 0,6).

Les ratios de surface sont globalement supérieurs pour les ordres les plus faibles. Cette configuration montre la faiblesse des surfaces drainées des ordres supérieurs à 3 par rapport à l'évolution du ratio des ordres inférieurs.

Ce graphique met donc une fois de plus en avant l'importance des drains temporaires de versants dans le fonctionnement du bassin du Crébadès. En présentant des ratios de surfaces drainées plus importants qu'aux ordres supérieurs, ils contrastent avec le réseau principal pour lequel le ratio de surface n'évolue pas avec sa ramification.

Cette configuration particulière, en donnant un rôle important aux drains d'ordres faibles au regard de la surface qu'ils drainent, participe probablement à la forte réactivité observée de ces drains aux épisodes pluvieux. En outre, elle révèle un bassin dont le fonctionnement global est particulièrement influencé par ses drains de versants.

VII.4.1.iii. Caractéristiques des thalwegs principaux

Dans les paragraphes qui suivent sont présentées les caractéristiques des différents thalwegs principaux des bassins étudiés. Ces thalwegs, constituant les axes de drainage les plus fréquemment en eau des bassins, sont soumis aux variations morphologiques du réseau potentiel et du bassin en général. Les caractéristiques de réseaux et de bassins sont donc analysées sur l'ensemble du linéaire de chacun des thalwegs principaux.

Les surfaces drainées par le thalweg principal sont tout d'abord étudiées depuis l'altitude la plus élevée de sa source principale jusqu'à l'exutoire du bassin. Les pentes moyennes des bassins drainés par chacun des points du linéaire sont également étudiées le long du thalweg. Ensuite, afin de comparer et suivre l'évolution de la topographie du bassin d'une part et du réseau potentiel d'autre part, l'indice des pentes moyennes des tronçons du réseau potentiel drainés en chacun des points du thalweg sont également étudiées le long de ce linéaire (voir Figure 132).

La Figure 131 présente la cartographie permettant de localiser les thalwegs principaux, le réseau RTR et les points remarquables reportés sur la Figure 132.

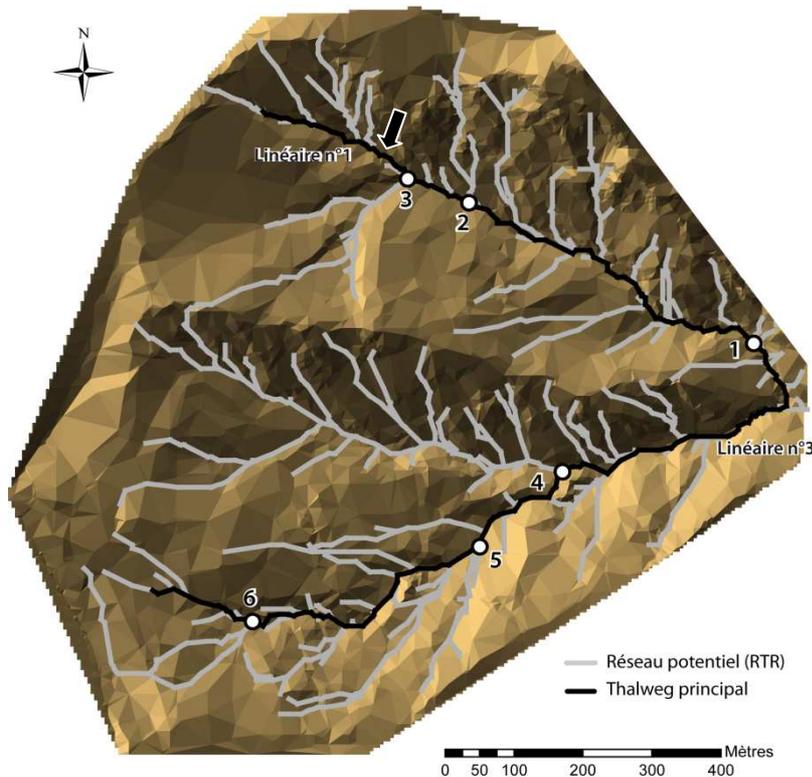


Figure 131: Localisation des thalwegs principaux et de leurs points remarquables étudiés sur le bassin du Crébadès

Suivre l'évolution des surfaces drainées le long des thalwegs principaux permet de localiser les zones de convergences les plus importantes, lorsque les valeurs de surfaces drainées augmentent brutalement. Ces zones de convergences sont particulièrement intéressantes pour étudier les points remarquables du réseau, là où les débits sont potentiellement les plus importants. Sur les graphiques de la Figure 132 sont numérotés ces points remarquables également localisés sur la cartographie de la Figure 131. Ils correspondent aux changements brutaux de surfaces drainées le long du thalweg.

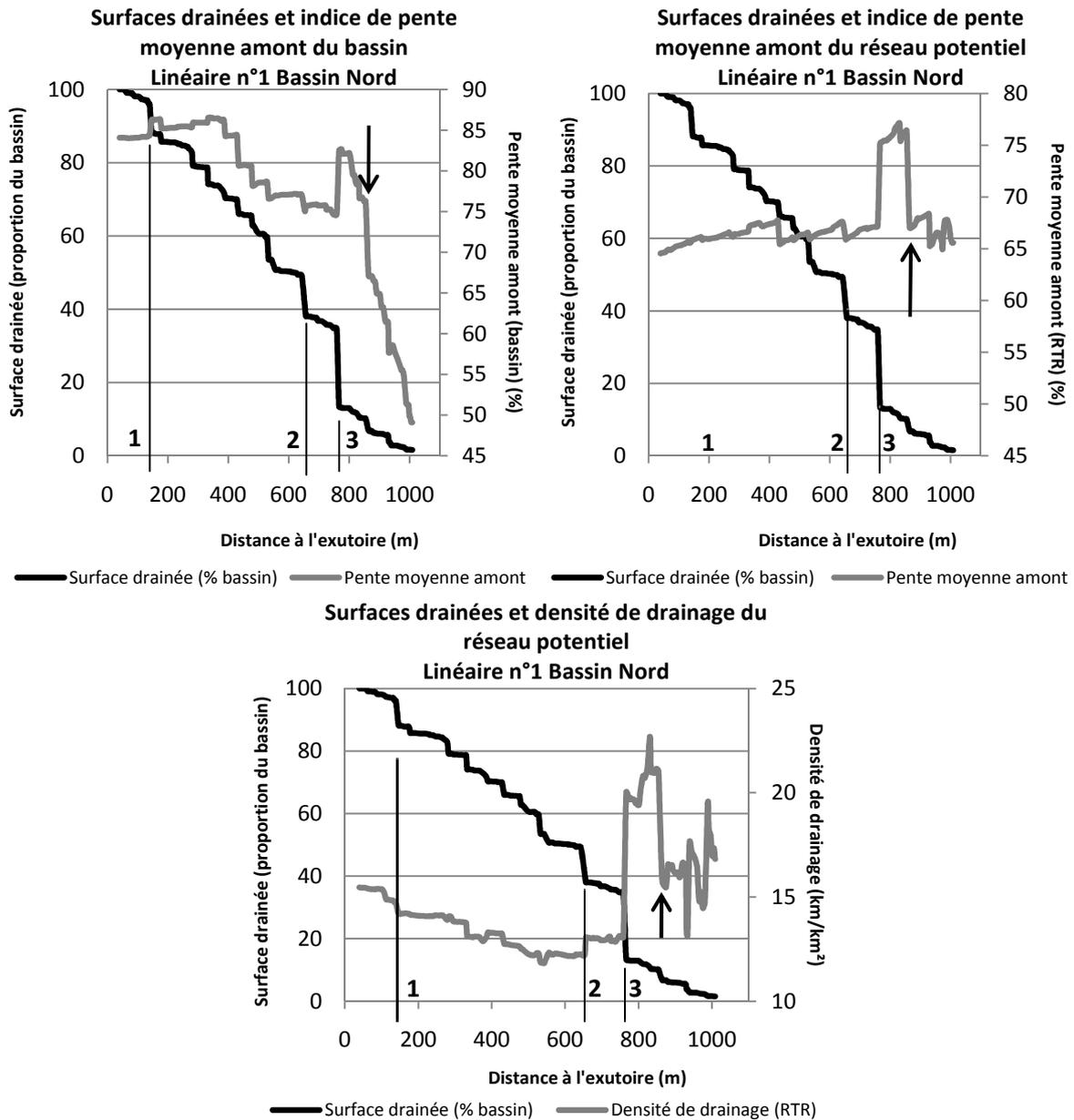


Figure 132: Caractéristiques du thalweg principal du sous bassin nord du Crébadès

A la confluence des plus importants sous bassins (voir Figure 131), les indices de pentes moyennes des bassins amont et du réseau potentiel montrent des changements brutaux de leur valeur, et notamment au niveau des points remarquables localisés. Globalement, les pentes moyennes semblent augmenter à chaque augmentation des surfaces drainées.

Pourtant, le phénomène inverse est observé au niveau du point 3.

Situé à la confluence des deux hauts de versants du sous bassin nord, la surface drainée au sein du thalweg principal y est fortement augmentée. A l'amont de ce point, et sur une courte distance (environ 100m), les pentes moyennes amont montrent une brutale augmentation. Ce court linéaire, présentant une forte pente, est donc également entouré de versants particulièrement pentus et accidentés.

En outre, toujours sur ce court linéaire, la densité de drainage, en augmentant brutalement, révèle également une forte transition dans la configuration du réseau potentiel. La densité de drainage devient particulièrement importante (entre 65 Km/Km² et 85 Km/Km²). Pourtant, ce drain ne connaît

aucun affluent. La hausse de sa densité de drainage vient des très faibles surfaces qu'il draine et de l'importante longueur des réseaux potentiels de haut de versants.

Ensuite, en remontant vers l'amont, les pentes diminuent (au niveau de la flèche noire Figure 131 et Figure 132) jusqu'à la valeur la plus basse du bassin.

Sur cette portion, le versant exposé à l'est s'élargit et ses pentes deviennent nettement plus douces en progressant vers l'amont. C'est pourquoi les pentes amont du bassin diminuent. Les pentes amont du réseau potentiel, quant à elles, retrouvent leurs valeurs moyennes observées plus en aval. Le drain principal sur ces hauts de versants reste donc relativement pentu en comparaison des valeurs moyennes des versants qu'il draine et observe des pentes moyennes amont relativement constantes sur toute sa longueur, excepté sur le court tronçon identifié précédemment.

En ce qui concerne la densité de drainage, elle fluctue de manière importante dans cette partie amont, variant de 12 à 20 km/km². Présentant des valeurs nettement plus faibles que sur le court tronçon précédent, elle reste néanmoins supérieure à l'ensemble des densités observées à son aval.

Enfin, les valeurs les plus faibles des pentes de bassin observées très haut sur les versants correspondent à une zone de replat observée au niveau des lignes de crêtes ouest et nord.

Ces graphiques mettent donc en évidence le caractère particulier des hauts de versants du sous bassin nord. Avec des densités de drainage particulièrement élevées, le réseau potentiel est particulièrement développé en altitude. A la frontière entre un bassin particulièrement accidenté au nord et un versant aux pentes plus douces à l'ouest, le thalweg principal connaît de brusques variations de pentes moyennes amont sur cette partie. Ces variations témoignent des grands contrastes topographiques observés à la fois sur les versants et au sein du réseau potentiel. L'action combinée des changements de pentes des différents drains du réseau potentiel et des versants ainsi que l'importance des densités de drainage semblent permettre une réactivité accrue des drains de cette zone amont.

Les graphiques suivants présentent les mêmes caractéristiques, étudiées sur le thalweg principal du sous bassin sud (linéaire n°3).

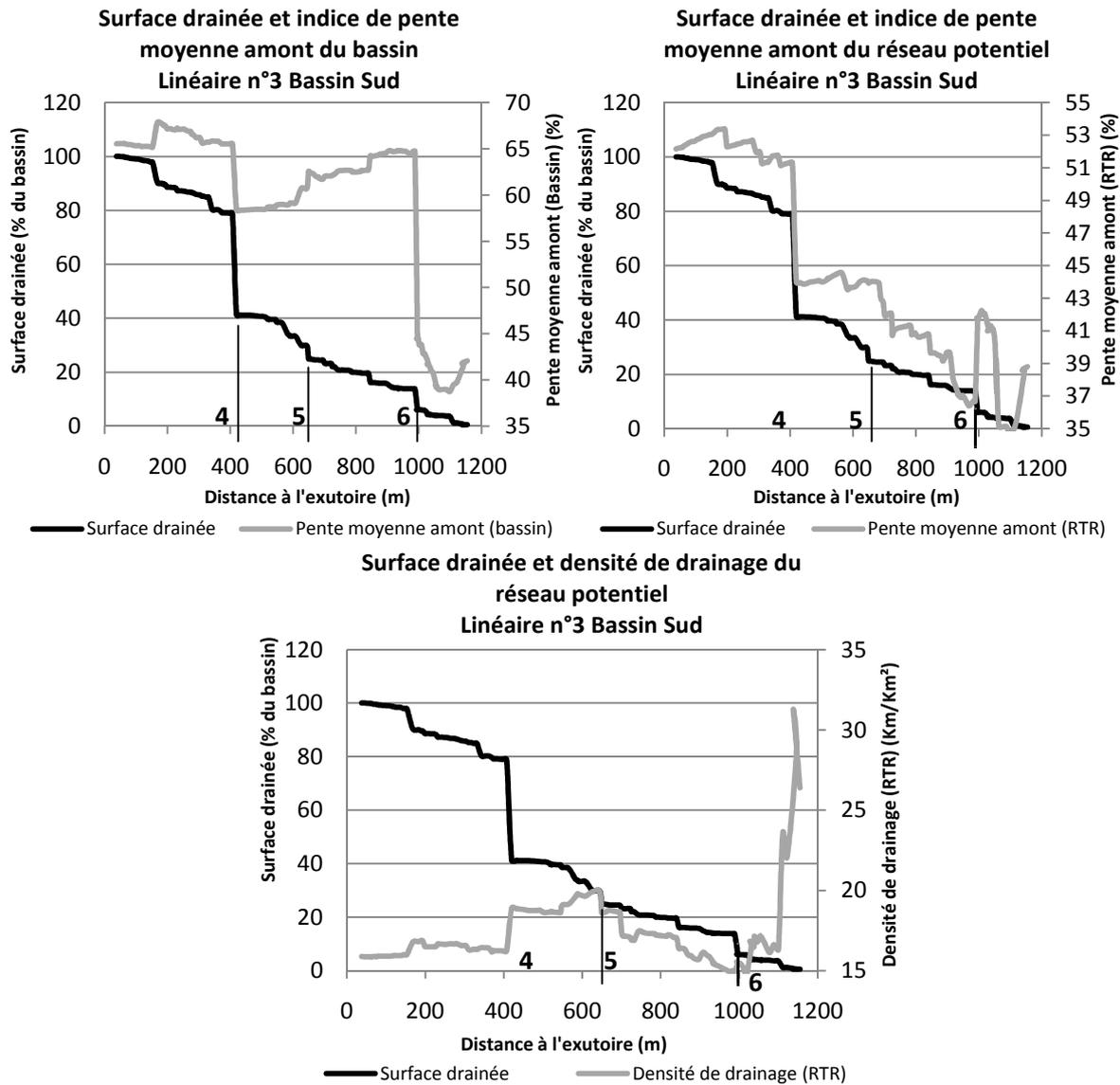


Figure 133: Caractéristiques du thalweg principal du sous bassin sud du Crébadès

Trois points critiques révélant des évolutions brutales des surfaces drainées sont également repérés le long du thalweg principal du sous bassin sud.

Le point 4 concerne la confluence des deux thalwegs marqués de ce sous bassin. L'évolution des surfaces drainées à ce point est particulièrement brutale. Le thalweg principal recueille en effet 40% de la surface du sous bassin au niveau de ce point 4. Les pentes moyennes amont, du bassin comme du réseau potentiel, augmentent également fortement à l'amont de ce point. Comme énoncé précédemment, le deuxième thalweg de ce bassin sépare un versant particulièrement accidenté et pentu, exposé au sud, d'un versant plus homogène aux pentes plus douces exposé à l'est. L'influence des pentes du versant exposé sud est donc particulièrement visible sur l'augmentation brutale des pentes moyennes observées au point 4 (deux premiers graphiques).

Concernant la densité de drainage, son évolution présente également une rupture marquée au niveau du point 4. La confluence avec le réseau du deuxième thalweg de ce sous bassin fait en effet augmenter de manière assez importante la densité de drainage du thalweg principal.

Entre le point 4 et le point 6, en progressant vers l'amont sur le thalweg principal, la pente moyenne des bassins drainés augmente régulièrement tandis que la pente moyenne des drains du réseau potentiel a tendance à diminuer. Le réseau potentiel occupe dans cette zone une partie des versants

aux pentes douces, notamment sur le versant central de ce sous bassin (exposé à l'est), pouvant expliquer cette tendance à la baisse des pentes de son réseau. Par contre, en bordure sud du bassin apparaissent des zones relativement pentues que révèle l'augmentation des pentes moyennes des bassins drainés.

Une rupture particulièrement brutale des valeurs de pente amont moyenne est également visible à 1000m de l'exutoire, au niveau du point 6. Ce point, à la confluence de deux drains relativement important du réseau potentiel de ce sous bassin, est situé sur une zone de rupture globale des pentes des versants comme du réseau.

Au niveau du point 6, une brutale diminution des valeurs de pente des bassins est observée en progressant vers l'amont, passant de 65% à 45%. A l'inverse, la pente du réseau potentiel augmente brutalement à ce point, de manière localisée puisqu'à peine 100m plus haut la valeur des pentes retombe au niveau le plus faible du bassin. Ce point est donc localisé sur une zone de rupture locale de la topographie du bassin.

Cette rupture de pente brutale permet notamment de maintenir des ruissellements surfaciques de réseau en exfiltrant les écoulements hypodermiques provenant des versants amont. En effet, ce point correspond en réalité au point 35 étudié précédemment et qui représente la source du réseau principal sur les observations en périodes intermédiaires. A la confluence de deux drains importants du réseau potentiel et situé sur une rupture de pente marquée, ce point 6 représente un point remarquable du thalweg principal.

En outre, les différences d'évolution des pentes entre bassins drainés et réseau potentiel semblent indiquer un décrochage entre réseau et versant, accentuant la rupture entre ces deux entités. Cette observation ne concerne qu'un court linéaire de haut de versant mais peut expliquer sa régulière contribution aux débits du thalweg principal, et notamment en période intermédiaire.

En outre, à l'amont du point 6, la densité de drainage du réseau potentiel augmente de manière importante jusqu'aux crêtes. Les faibles surfaces drainées combinées à des longueurs de réseaux relativement importantes sont responsables de cette élévation conséquente des densités de drainage sur les hauts de versants de ce sous bassin. Comme sur le sous bassin nord, il semble que les densités de drainage augmentent de manière importante sur les hauts de versants. Cette augmentation est principalement liée à des surfaces particulièrement faibles drainées par des réseaux dont la longueur reste relativement stable par rapport aux zones aval.

En résumé, le sous bassin sud présente un réseau très influencé par la confluence avec le deuxième plus important thalweg du sous bassin. Les pentes et l'aire drainée de ce deuxième linéaire sont particulièrement importantes, laissant penser que cette confluence est un lieu privilégié pour les augmentations brutales de débits sous épisodes. Le point 6, quant à lui, est situé sur une rupture de pente marquée et dans une partie du bassin où les densités de drainage du réseau potentiel sont importantes. En tête du réseau principal en période intermédiaire et lors d'épisodes modérés, ce point est un lieu privilégié pour l'exfiltration des écoulements sub-surfaciques des hauts de versants.

VII.4.2. Bassin du Cartaou

Dans les paragraphes qui suivent est abordée l'influence de la configuration du réseau potentiel sur les réponses hydrologiques du bassin du Cartaou.

L'étude des relations qu'entretiennent la densité de drainage et les ordres de Shreve sur la mise en eau des drains du réseau potentiel est présentée en détail en Annexe XIII. Elle révèle clairement une organisation des réseaux en deux parties. Un thalweg principal présentant une densité de drainage constante à partir d'un certain seuil de surface drainée (40000m²) et un réseau de drains secondaires dont les densités et ordres sont très variables et ne sont pas organisés avec la surface drainée.

VII.4.2.i. Loi de Horton : le ratio de surface drainée

La Figure 134 présente les ratios de surface drainée en fonction des ordres de Shreve des drains du bassin du Cartaou.

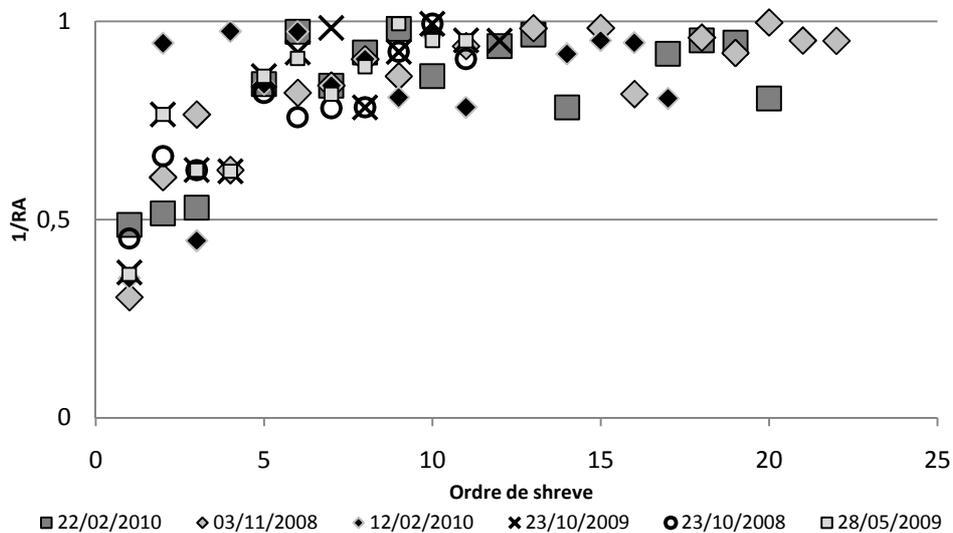


Figure 134: Loi des surfaces drainées en fonction de l'ordre de Shreve sur le bassin du Cartaou

Alors que le bassin du Crébadès ne montre aucune tendance sur l'évolution de son ratio de surface en fonction de l'ordre des drains, le bassin du Cartaou montre des réseaux hydrographiques en eau dont les surfaces drainées évoluent avec leurs ordres de Shreve. De plus, la relation entre ordres de Shreve et ratio de surface est constante quelque soit les événements observés. La loi d'ordonnement de Horton est donc vérifiée pour le bassin du Cartaou.

Comme Moussa (2009) l'a observé sur le réseau hydrographique du bassin de l'Hérault, les surfaces drainées augmentent de manière logarithmique en passant à l'ordre supérieur. Cela montre une augmentation importante des surfaces drainées aux ordres les plus faibles et un ralentissement de cette augmentation des surfaces à mesure de la ramification progressive du réseau.

Ce graphique met donc une fois de plus en avant l'importance des drains temporaires de versants dans le fonctionnement du bassin du Cartaou. En présentant des ratios de surfaces drainées augmentant fortement aux ordres les plus faibles, le réseau secondaire du Cartaou joue un rôle prépondérant dans l'alimentation du thalweg principal. Présent sur l'ensemble des versants et alimentant le thalweg principal sur tout son long, le réseau secondaire présente des caractéristiques relativement homogènes, notamment en terme de surface drainée, permettant d'observer cette relation entre ordre et ratio de surface.

L'organisation du réseau du Cartaou semble donc suivre la même logique que des bassins versants de plus grande taille, comme celui de l'Hérault. Au contraire, le bassin du Crébadès ne montre aucune relation entre ordre et ratio de surface. Cette différence d'organisation du réseau et des surfaces drainées révèle des fonctionnements différenciés des bassins dont les réponses sont plus ou moins structurées de l'amont vers l'aval.

Le bassin du Crébadès semble ainsi davantage refléter un fonctionnement contrôlé par les versants, avec des réseaux temporaires réactifs et une distinction réseau secondaire / réseau principal difficile à établir. Au contraire, sur le bassin du Cartaou, le réseau principal est clairement défini et constitué du thalweg central du bassin. Son réseau secondaire est représenté par l'ensemble des drains de versants qui alimente le thalweg principal sur toute sa longueur. Le bassin du Cartaou semble donc être davantage structuré, avec des drains de versants et un réseau principal clairement séparés.

Les caractéristiques du thalweg principal du bassin du Cartaou sont étudiées dans les paragraphes qui suivent.

VII.4.2.ii. Caractéristiques du thalweg principal

La Figure 135 présente la cartographie permettant de localiser le thalweg principal du bassin ainsi que les points remarquables localisés en son sein. La Figure 136 représente les surfaces drainées par le thalweg principal, l'indice des pentes moyennes amont des bassins drainés en chacun des points du linéaire, celui des drains du réseau potentiel à leur endroit, ainsi que les densités de drainage de ce dernier tout le long du linéaire.

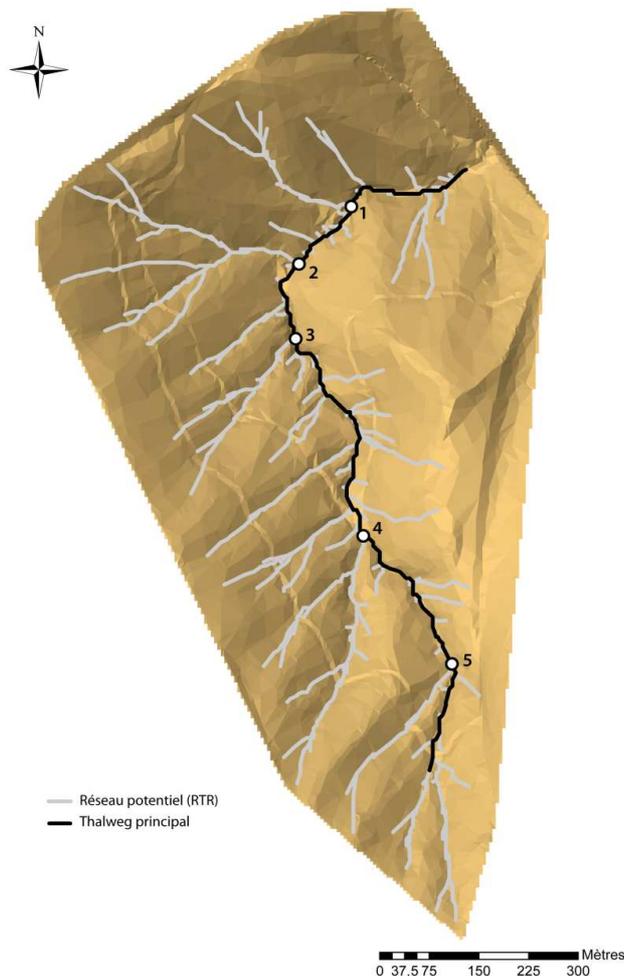


Figure 135: Localisation du thalweg principal du Cartaou et de ses points remarquables

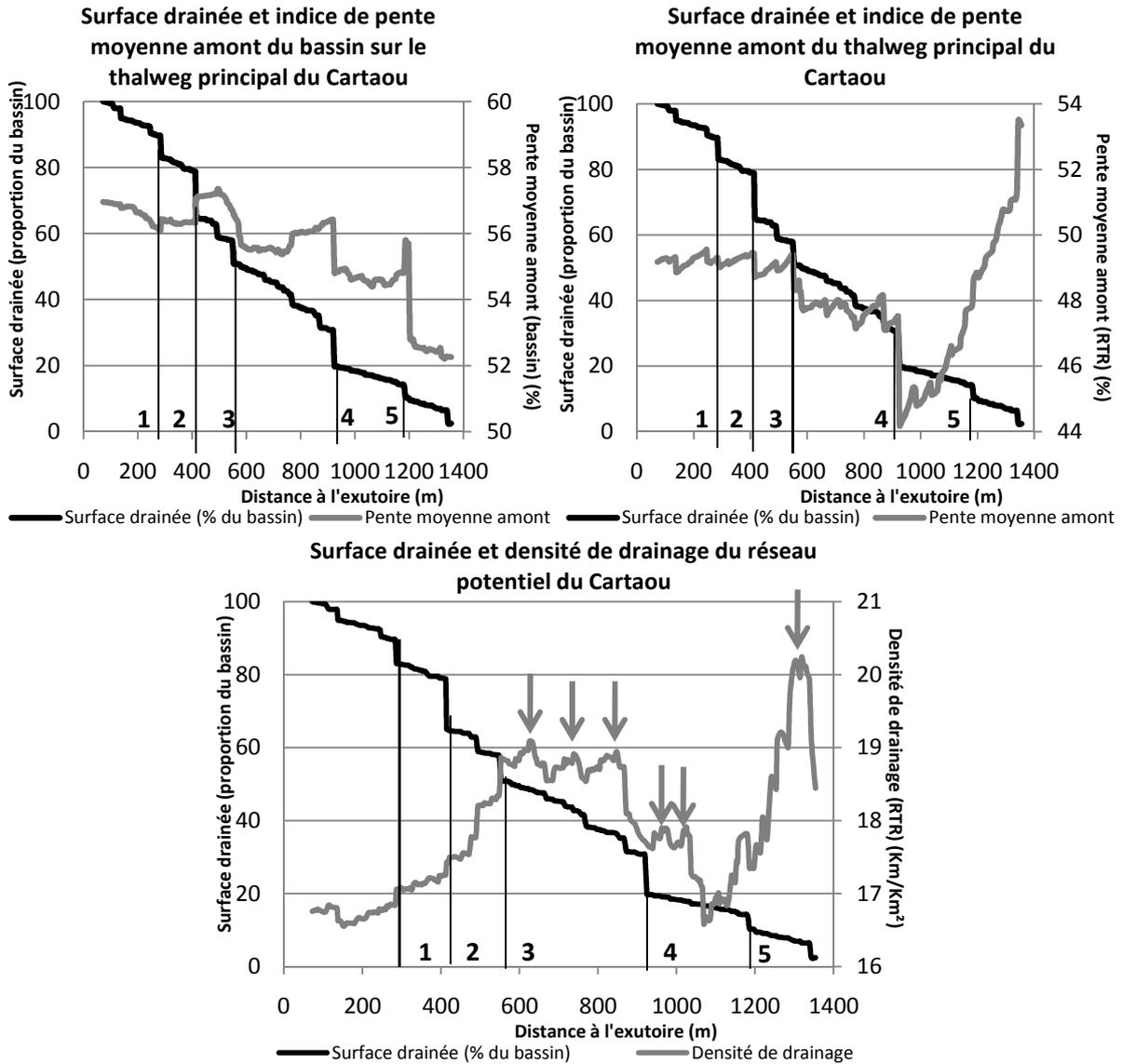


Figure 136: Caractéristiques du thalweg principal du bassin du Cartau

5 points remarquables ont ainsi été observés le long du thalweg principal du bassin du Cartau. Révélés par une augmentation brutale des surfaces drainées, ils concernent des points de confluences de sous bassins plus ou moins importants.

Les valeurs des pentes moyennes amont, du bassin ou du réseau potentiel, observent également des variations brutales au niveau des points remarquables. Comme observé sur le bassin du Crébadès, les réseaux de versants alimentant le drain principal sont particulièrement pentus par rapport à ce dernier et sont responsables de l'augmentation brutale des pentes moyennes amont observées en son sein.

Cependant, les pentes moyennes du bassin montrent un profil tout à fait différent des pentes moyennes du réseau potentiel. En effet, les pentes de bassins varient très peu sur l'ensemble du linéaire, avec des valeurs comprises entre 52 et 57% tandis que les variations de pentes moyennes du réseau montrent des ruptures brutales, particulièrement au niveau des points remarquables. La différence majeure est observée au niveau du point 4 et sur l'ensemble du linéaire à son amont.

Ces écarts sont révélateurs des différences de pente des versants et du réseau potentiel. Ce dernier connaît des variations brutales de ses pentes liées aux modifications locales de la topographie du lit de l'ensemble des drains amont. C'est pourquoi le profil des pentes du réseau présente une série de maximum locaux. Au contraire, les pentes moyennes amont des bassins correspondent à des valeurs

moyennes de pentes des versants et non à des variations locales de leur topographie. Les différents versants de ce bassin montrent des pentes moyennes tout à fait similaires et confirment l'importante homogénéité des versants de ce bassin.

Depuis l'exutoire jusqu'au point 4, les pentes moyennes du réseau diminuent globalement mais connaissent une série d'augmentation locales aux confluences des drains de versants. Les densités de drainage observent en effet une élévation locale de leur valeur à l'endroit de l'augmentation des valeurs de pente moyenne du réseau potentiel (flèches grises sur la Figure 136).

Depuis le point 4 jusqu'à la source du thalweg principal, la pente moyenne amont du réseau potentiel augmente fortement de 44% à 54%. Directement à l'amont du point 4, localisé à la confluence des deux plus importants sous bassins de cette partie amont, la pente moyenne du réseau potentiel augmente en effet de manière brutale. Le drain affluent à ce point est un thalweg particulièrement marqué, dans lequel les débits mesurés observent une relation puissance avec la surface drainée et qui est par conséquent considéré comme faisant partie du réseau principal du bassin. Sa pente est particulièrement forte et la surface qu'il draine représente plus de 10% de la surface totale du bassin.

Le point 4 est donc un lieu particulièrement favorable à la production d'écoulements de surface importants. A la confluence deux thalwegs marqués du réseau principal présentant des pentes importantes et drainant à eux deux un tiers de la surface du bassin, il est particulièrement sujet à la production de ruissellements rapides de surface, liés à la convergence importante des flux et à la vitesse des écoulements favorisée par l'importance des pentes. De plus, la piste DFCI passe justement à cette confluence, et par la rupture de pente locale qu'elle provoque, elle facilite également les mécanismes d'exfiltrations à son aval.

En outre, l'ensemble des maximums locaux des densités de drainage sont situés en décalage par rapport aux confluences principales repérées comme points remarquables. Ainsi, les confluences les plus importantes n'élèvent pas les valeurs de densité de drainage du thalweg principal car elles concernent des bassins de surfaces importantes. Les drains de ces bassins sont relativement incisés, fréquemment en eau mais finalement peu ramifié au regard de la surface qu'ils drainent. Au contraire, les courts drains transversaux, drainant de très faibles superficies, augmentent localement les densités de drainage, créant notamment cette série de pics entre les points 3 et 4 et entre les points 4 et 5. Sous épisodes pluvieux, pour peu que les cumuls pluviométriques soient suffisants à faire réagir des drains de faibles surfaces, ces courts drains transversaux peuvent jouer un rôle important dans la contribution des versants aux écoulements de crue. Par rapport à la surface qu'ils drainent, ces tronçons présentent en effet une longueur de drain particulièrement importante qui facilite le transport rapide des écoulements en réseaux.

Concernant les densités de drainage, il faut enfin ajouter que les hauts de versants présentent, comme sur le Crébadès, des densités de drainage particulièrement importantes, probablement responsables du maintien des écoulements sur l'ensemble des versants et tout au long du thalweg principal.

VII.5. Conclusion sur l'influence de la configuration des réseaux sur les réponses hydrologiques

Les paragraphes précédents ont permis de démontrer l'influence de la configuration du réseau potentiel sur la production et le maintien des écoulements de surface au sein de ses différents drains et permet de comparer des fonctionnements, entre différents réseaux ou entre différents bassins.

Ainsi, le réseau secondaire, représenté par des drains de versants, présente les plus fortes densités de drainage, révélant l'importance du développement du réseau potentiel sur les hauts de versants. Cette densité de drainage n'est pas corrélée à la surface drainée.

Au contraire, au sein du réseau principal, les densités de drainage viennent à s'homogénéiser au fur et à mesure que les surfaces drainées augmentent.

La valeur des densités de drainage permet de distinguer le réseau principal du réseau secondaire et de confirmer le développement particulièrement important de ce dernier, permettant un maintien à plus ou moins long terme de ses écoulements.

L'étude du ratio de surface drainée, issu des lois d'ordonnement des réseaux hydrographiques de Horton (1932), permet de comparer le fonctionnement des deux bassins expérimentaux étudiés. Le bassin du Cartaou, qui montre une évolution logarithmique du ratio de surface avec les ordres du réseau en eau, semble ainsi clairement structuré de l'amont vers l'aval.

Au contraire, le bassin du Crébadès ne montre aucune tendance. Aux ordres les plus faibles, les ratios de surface sont très variables. Ils se stabilisent à une valeur constante inférieure dès les ordres supérieurs à 3. Le comportement de ce bassin semble être davantage influencé par le fonctionnement de ses versants, les ordres les plus faibles montrant des ratios plus élevés que ceux des ordres supérieurs. Cette analyse a ainsi souligné l'importance des drains de versants de faibles ordres dans la part des surfaces qu'ils drainent au sein du réseau.

Enfin, l'étude du profil des thalwegs principaux a permis de dégager des zones particulières de ces linéaires qui subissent les influences des différents drains de versants qui s'y connectent. Cela a notamment permis de mettre en valeur les contrastes de pente entre les différents versants des bassins et le réseau potentiel ainsi que les zones de convergences particulièrement soumises à la production d'écoulements de surface. Les densités de drainage les plus élevées calculées le long des thalwegs principaux sont générées par de courts linéaires de versant, drainant une faible surface. Ainsi, les réseaux les plus importants, en drainant de grandes superficies, ne font que peu évoluer les valeurs de densités de drainage du thalweg principal. Ces courts linéaires peuvent donc jouer un rôle important sous épisodes pluvieux en facilitant la contribution des versants aux dynamiques hydrologiques du réseau principal.

RESUME

Ce chapitre a permis de confirmer l'existence de deux types de réseaux sur chacun des bassins étudiés : le réseau principal, dans lequel les débits suivent une relation puissance avec la surface drainée ; et le réseau secondaire, dans lequel les débits ne sont ni expliqués par la surface drainée, ni par les paramètres morphologiques étudiés.

En effet, les caractéristiques morphologiques utilisées dans ce travail ne peuvent expliquer les débits mesurés dans le réseau secondaire. Liés à des processus hydrologiques complexes au sein des versants, dans les sols et le sous-sol, il est probable que les débits soient davantage influencés par des paramètres directement responsables de la production des débits. D'autres facteurs, contrôlant notamment les volumes de stockage dans les sols et en profondeur peuvent certainement contribuer à mieux expliquer la valeur des volumes d'eau ruisselés dans ce réseau.

Ces deux types de réseaux se différencient par des critères de surfaces drainées et de pente. Les réseaux secondaires occupent la majorité des versants, sur des pentes importantes, et drainent des surfaces plus limitées que le réseau principal, dont la morphologie est davantage marquée et la pente plus modérée.

La morphologie des bassins, notamment leur compacité et la pente des versants, semble jouer un rôle prépondérant sur la pérennité des drains, leur localisation et la configuration des réseaux.

Les pentes, en augmentant les forces gravitaires et en influant sur l'établissement des épaisseurs de sols, vont contribuer, directement ou indirectement, à la pérennité des écoulements au sein des différents drains.

Les pentes et les sols semblent effectivement jouer de manière concourante et opposée sur les bassins étudiés. Les fortes pentes, en limitant le développement d'importantes épaisseurs de sols et en augmentant les vitesses d'écoulements, limite la pérennité des drains et les rend davantage réactifs aux précipitations. Les sols, à l'inverse, permettent le maintien sur un plus long terme des écoulements de surface, grâce à des capacités accrues de rétention des eaux.

Sur le bassin du Cartaou, l'influence des ouvrages anthropiques anciens sur les pentes et ruptures de pentes a été mise à jour. Ils influent sur le réseau secondaire occupant les versants mais également sur le réseau principal. Leur rôle hydrologique, démontré par des études précédentes (Martin, 2008), semble donc être confirmé sur la pérennité et l'initiation des écoulements.

Globalement, malgré la grande variabilité des conditions morphologiques caractérisant les sources des réseaux en eau, il semble que leur localisation soit influencée par la surface drainée, les pentes et leurs ruptures.

Ainsi, une surface drainée trop faible ne permet pas l'établissement d'un écoulement de surface alors qu'une surface drainée trop importante indique un point situé au sein d'un réseau et non un lieu de départ des écoulements surfaciques en réseaux.

Ensuite, les pentes interviennent de manière importante sur la localisation et la pérennité des lieux de déclenchements des écoulements.

Deux situations sont présentées. En fonction de la saturation des sols, et donc de l'importance des épisodes, les départs de réseaux situés sur une accélération de pente peuvent éventuellement contribuer à la naissance des écoulements de surface tandis que les zones de ralentissement de la pente favorisent en permanence les ruissellements de surface par exfiltrations. C'est pourquoi les sources des réseaux observées en eau se trouvent à la fois dans des zones d'augmentation de la pente et dans des zones la ralentissant.

La localisation des sources semble également influencée par l'encaissement des thalwegs dans lesquels elles se trouvent. En canalisant les flux de surface comme de sub-surface, les thalwegs les plus encaissés accumulent une grande partie des volumes d'eau des versants. Les écoulements de surface sont ainsi d'autant plus importants et réguliers que le thalweg est encaissé. C'est pourquoi les sources les plus récurrentes se retrouvent dans des thalwegs particulièrement incisés.

Enfin, il semble, au vu de l'importance des écoulements hypodermiques et de profondeur, que la position au sein du bassin puisse influencer la production d'écoulements de surface. C'est ainsi que certaines sources de réseaux proches de l'exutoire et du drain principal, situées à mêmes altitudes, semblent réagir aux mêmes événements en drainant pourtant des surfaces très différentes.

La configuration du réseau potentiel semble également influencer la production et le maintien des écoulements de surface au sein de ses différents drains et permet de comparer des fonctionnements, entre différents réseaux ou entre différents bassins.

Ainsi, le réseau secondaire, représenté essentiellement par des drains de versants, présente les plus fortes densités de drainage. Révélant l'importance du développement du réseau potentiel sur les hauts de versants, cette densité de drainage n'évolue pas en fonction de la surface drainée. Au contraire, les densités de drainage au sein du réseau principal tendent à s'homogénéiser au fur et à mesure de l'augmentation des surfaces drainées.

L'étude du ratio de surface drainée, issu des lois d'ordonnement des réseaux hydrographiques de Horton (1932), a permis de comparer le fonctionnement des deux bassins expérimentaux étudiés. Le développement du réseau en eau du bassin du Cartaou semble ainsi clairement structuré en fonction de la surface drainée. Au contraire, le réseau du bassin du Crébadès, dont le développement semble anarchique du point de vue des surfaces drainées, semble être davantage influencé par le fonctionnement de ses drains de versants.

Enfin, l'étude du profil des thalwegs principaux a permis de dégager des zones particulières de ces linéaires qui subissent les influences des différents drains de versants qui s'y connectent. Cela a notamment permis de mettre en valeur les contrastes de pente entre les différents versants des bassins et leur réseau potentiel, mais aussi de localiser les zones de convergences particulièrement sujettes à la production d'écoulements de surface.

Les origines morphologiques des réponses hydrologiques semblent donc se confirmer au vu des analyses menées sur les quelques épisodes observés. Il faut garder en mémoire que tous les résultats présentés doivent être complétés d'observations complémentaires sous épisodes. Des événements extrêmes peuvent en effet montrer des comportements tout à fait différents vis-à-vis des mécanismes interprétés à ce jour.

Le Tableau 17 se propose de récapituler les principaux seuils de fonctionnement observés sur l'ensemble de ces travaux pour les deux bassins expérimentaux.

	Cartaou	Crébadès
Surface minimale pour des écoulements de l'initiation	Seuil de surface drainée : 400m ²	Seuil de surface drainée : 150m ²
Séparation réseau principal/réseau secondaire	Seuil de surface drainée : 5000m ²	Pas de seuil identifié sur les surfaces drainées.
Réseau systématiquement en eau	Seuil de surface drainée : 40000m ²	Seuil de surface drainée : 260000m ²

Tableau 17: Seuils de fonctionnement observés sur les deux bassins expérimentaux

Si les deux bassins expérimentaux montrent de grandes similitudes de fonctionnement, notamment sur la prédominance des écoulements sub-surface et sur l'influence des pentes sur le déclenchement et la pérennité des réseaux, les seuils relatifs aux différents fonctionnements des bassins sont très éloignés (voir Tableau 17).

En ce qui concerne la surface minimale d'initiation des réseaux, elle a été étudiée à partir de l'occurrence de mise en eau des départs de réseaux suivis sur l'ensemble des événements. L'évènement du 3 novembre 2008, observé uniquement sur le bassin du Crébadès, a généré des écoulements sur les hauts de versants nord à des surfaces particulièrement faibles (voir Figure 122). Le déclenchement de ces drains, sur des versants particulièrement accidentés, est probablement lié à l'importance des pentes et aux faibles épaisseurs de sols sur cette zone du bassin. Si le seuil minimal pour l'initiation des écoulements est plus de deux fois supérieur sur le bassin du Cartaou, il reste néanmoins particulièrement faible (Figure 17, Annexe X). Les sources observées sur les deux événements les plus importants à ce seuil de surface ne sont pas localisées sur les hauts de versants. Elles concernent des points de rupture de pente formée par la piste DFCI, ou des points à basse altitude et proches de l'exutoire. Le déclenchement de ces départs de réseaux est probablement lié à l'exfiltration d'écoulements de versants ou provenant de la nappe du réseau principal.

La séparation entre un réseau secondaire pour lequel la relation entre surface drainée et débits est indéterminée, et un réseau principal, dans lequel les débits observent une relation puissance avec la surface drainée, apparaît à partir de 5000m² drainés sur le bassin du Cartaou (voir Figure 115). Ce réseau principal est constitué des drains les plus pérennes du bassin. Il concerne à la fois le thalweg principal mais aussi de nombreux drains de versants qui l'alimentent sur toute sa longueur.

Sur le bassin du Crébadès, aucun seuil de surface drainée ne permet de distinguer ces deux types de fonctionnement en réseau. Cependant, il semble qu'à partir de 80000m², les densités de drainage et la pérennité des drains s'organisent en fonction de la surface drainée (voir Figure 128). Le bassin du Crébadès est moins clairement structuré en deux réseaux distincts. Si les réseaux commencent à s'organiser à partir de 80000m², une relation puissance entre débits et surface amont drainée a toutefois été observée sur le seul événement du 3 novembre 2008 à partir d'une surface de 1000m², sur des points d'observation appartenant au réseau principal du bassin, le plus régulièrement en eau. L'ensemble du réseau sur le Crébadès est fortement soumis à l'influence des pentes et des épaisseurs de sols et d'altérites en place. Beaucoup plus temporaire, le réseau du Crébadès est moins clairement structuré en deux types de fonctionnement observés tout au long de l'année, comme c'est le cas sur le Cartaou.

En ce qui concerne la pérennité du réseau en eau, le bassin du Crébadès accueille un réseau particulièrement temporaire, certains drains étant asséchés quasiment toute l'année. En dehors du thalweg principal de ses deux sous bassins, le réseau est effectivement formé de drains de versants particulièrement temporaires et réactifs.

Le fonctionnement du réseau en eau du Crébadès s'apparente globalement à celui d'un réseau secondaire : temporaire mais particulièrement réactif aux événements violents, son fonctionnement semble largement influencé par les processus de production des débits au sein des versants. Ce fonctionnement du réseau est probablement lié à la nature des roches et de leur fracturation, responsables des types d'écoulements générés. S'écoulant majoritairement en sub-surface, les flux de ce bassin aux sols composés de schistes particulièrement fracturés s'effectuent en grande partie dans la matrice des sols mais aussi, et surtout sur les versants exposés sud, dans les micro-fissures, lignes de fracturations et dans l'ensemble des macropores du sol. Ces fissures et macroporosités, sur des versants très pentus, accélèrent les vitesses d'écoulements de sub-surfaces et sont probablement responsables de la grande réactivité et de la faible pérennité des drains de ce bassin.

A l'inverse, le réseau du Cartaou accueille un réseau permanent beaucoup plus développé. Il présente un thalweg principal aux écoulements quasi-permanents, dans lequel les débits sont pour tous les épisodes fonctions de la surface amont drainée, et qui se distingue clairement des réseaux plus temporaires de versants qui l'alimentent tout au long de son parcours. Les sols, composés d'arènes granitiques, favorisant les écoulements hypodermiques et la formation de nappes, notamment en bas de versant, engendrent probablement des écoulements sub-surfaciques beaucoup plus lents que sur le Crébadès. Si le couvert végétal crée sur ce bassin des macroporosités liées à son développement racinaire, l'altération granitique ne forme pas un réseau de microfissures comme observé dans les schistes, mais des couches très perméables favorisant la formation de nappes. Ce type de fonctionnement engendre des réseaux aux apports beaucoup plus lents et réguliers, aux écoulements plus pérennes mais moins réactifs aux précipitations.

Ces deux bassins expérimentaux montrent donc des différences dans leur fonctionnement et sur les seuils contrôlant les différents chemins de l'eau observés en leur sein. La nature et la répartition des sols et du substratum ainsi que son niveau de fracturation semblent être particulièrement influant sur le type de production des écoulements, responsable des différences de fonctionnement de ces deux bassins et des processus de mise en eau de leur réseau potentiel.

PARTIE 6 :

Bilan général sur l'utilisation de données spatialisées pour l'amélioration des connaissances sur le fonctionnement des bassins

Cette partie se propose de dresser un bilan sur les différentes méthodologies mises en place pour l'étude de l'origine morphologique des réponses hydrologiques des bassins expérimentaux.

Chapitre VIII. L'algorithme NET et le suivi spatialisé des dynamiques hydrologiques pour une amélioration des connaissances sur les processus hydrologiques

Dans un premier temps, l'algorithme NET, l'intérêt de son utilisation pour l'extraction de réseaux hydrographiques et l'étude des caractéristiques morphologiques des bassins, ses limites et les perspectives d'améliorations de l'outil sont présentés. Ensuite, la méthodologie de suivi des événements sur le terrain sera discutée, au regard des données exploitées, des limites de l'observation et des possibilités de perfectionnement de la méthode. Enfin, un bilan général sur les connaissances acquises sur les deux bassins est dressé avant comparaison de leur fonctionnement et de leurs caractéristiques.

Sommaire

VIII.1. L'algorithme NET	266
VIII.1.1. Un algorithme original basé sur un MNT TIN	266
VIII.1.2. Limites d'utilisation et améliorations de l'algorithme NET	269
VIII.2. Le suivi spatialisé des réponses hydrologiques	270
VIII.2.1. Vers une amélioration de la compréhension du fonctionnement des bassins.....	270
VIII.2.2. Les limites de l'observation hydrologique.....	271
VIII.2.3. Possibilités d'améliorations du suivi spatialisé des réponses hydrologiques	272
VIII.3. La caractérisation morphologique des réponses hydrologiques	274
VIII.3.1. Bilan	274
VIII.3.1.i. Bassin du Crébadès.....	274
VIII.3.1.ii. Bassin du Cartaou	279
VIII.3.1.iii. Comparaison des bassins expérimentaux	283

VIII.1. L'algorithme NET

L'algorithme NET développé dans ce travail fait l'objet d'une analyse particulière de ses performances et de ses limites, en comparaison des algorithmes existants. Basé sur une structure vectorielle, le Triangulated Irregular Network (TIN), il se distingue des autres algorithmes communément utilisés dans la littérature (Wilson et Gallant, 2000).

VIII.1.1. Un algorithme original basé sur un MNT TIN

La disponibilité croissante des Modèles Numériques de Terrain (MNT) favorise l'émergence de leur utilisation, et notamment en hydrologie. Principalement disponibles en format raster, de nombreux algorithmes les utilisent. Pourtant, Tucker (Tucker *et al.*, 2001) relève d'importantes difficultés liées à l'utilisation des MNT en grille régulière (raster) :

- Sur un MNT raster les formes du relief sont représentées à une résolution unique sur l'ensemble de la surface étudiée, à savoir la résolution la plus fine nécessaire à décrire les plus fins objets de l'étude
- L'utilisation de MNT raster introduit une anisotropie engendrant des erreurs dans la représentation des réseaux d'écoulements (Braun et Sambridge, 1997)
- La résolution unique rend difficile, parfois impossible, la modélisation des processus géologiques ayant une composante horizontale, notamment pour la représentation des méandres ou des déplacements de failles

De plus, la résolution des MNT raster influence de manière très importante les résultats d'extractions de caractéristiques topographiques et les hydrogrammes calculés par des modèles hydrologiques distribués (Zhang et Montgomery, 1994), les résultats d'extraction de paramètres morphologiques, hydrologiques, la réponse des bassins (Willgoose et Walker, 1999) et les prédictions d'humidité des sols (Kuo *et al.*, 1999).

Les premiers algorithmes de drainage développés ont rapidement utilisé les MNT raster du fait de leur facilité d'utilisation, de stockage, de traitement. L'organisation en maille carré régulière permet en effet une implémentation facilitée du parcours du MNT et des analyses de voisinage. Pourtant, le nombre de voisins de chacun des pixels étant limité à 8, les premiers algorithmes déterminent des angles de directions d'écoulements restreints à des multiples de 45°, limitant par conséquent la fluidité du tracé des réseaux hydrographiques.

La limitation des directions d'écoulements a rapidement posé des problèmes sur la qualité des extractions de réseaux hydrographiques (Fairfield et Leymarie, 1991 ; Costa-Cabral & Burges, 1994) et a poussé les auteurs à élaborer des méthodes permettant de limiter les biais engendrés par la structure régulière des rasters (Tarboton, 1997).

C'est pourquoi des auteurs se sont penchés sur des algorithmes multi-directionnels, capables de rendre compte de la divergence des flux et de parer aux problèmes de limitation des angles d'écoulement (Freeman, 1991; Costa-Cabral & Burges, 1994). Seulement les phénomènes de divergence semblent exagérés par ces algorithmes, ce type de mécanismes étant relativement rare en milieux naturels (Tarboton, 1997).

Un algorithme uni-directionnel mais permettant le transfert à deux cellules aval, l'algorithme D_{∞} , a montré ses performances d'extraction, en permettant des angles de directions d'écoulements infinis tout en limitant la sur-divergence des flux. Si les possibilités angulaires sont effectivement infinies en ce qui concerne le calcul de la direction des flux, les aires drainées ne sont pas moins attribuées à une grille régulière carrée. L'extraction des réseaux hydrographiques est ensuite réalisée par seuillage sur les surfaces drainées, comme la plupart des algorithmes raster. Cet algorithme ne

permet donc pas de régler le problème de la détermination des seuils pour l'extraction des réseaux. Une fois la grille des surfaces drainées seuillée sur un critère de surface, les réseaux extraits conservent un tracé anguleux, limités à la structure de la maille raster.

D'autres algorithmes d'extraction se basent sur l'analyse morphologique des drains. En extrayant les formes de vallée contenues dans les MNT (Peucker et Douglas, 1975 ; Carrol, 1983), ils extraient un réseau de vallées censé représenter le réseau hydrographique d'un bassin. En raison d'imprécisions dans les données altitudinales, des problèmes de connexion des vallées empêchent l'obtention de réseaux continus. Pour autant, l'analyse morphologique des drains semble une piste intéressante pour limiter l'extension des réseaux hydrographiques obtenus par analyses des directions d'écoulements.

C'est pourquoi, Tribe (1992) propose de combiner les approches morphologiques et de directions d'écoulement afin d'obtenir un réseau connecté de vallées. Les vallées isolées sont ainsi reconnectées entre elles par le réseau de drainage extrait par analyse des directions d'écoulements. Son algorithme, particulièrement intéressant pour extraire des réseaux connectés et structurés par des lignes de thalweg a été appliqué sur MNT raster. Il est donc soumis aux mêmes problématiques que les autres méthodes raster.

L'algorithme de drainage NET a été développé spécialement dans le cadre de ce travail pour répondre à de nouveaux besoins et aux problématiques soulevées par l'utilisation des MNT raster :

- L'utilisation de couples stéréoscopiques d'images satellitaires pour la construction des MNT
- La nécessité d'améliorer le tracé des écoulements sur les bassins, limité par l'organisation en grille régulière des MNT raster
- L'extraction du maximum de l'information topographique contenue dans les MNT afin d'extraire un réseau hydrographique structuré par des lignes de thalweg
- L'élimination du problème du seuillage sur les surfaces drainées pour l'extraction des réseaux hydrographiques
- La caractérisation hydro-morphologique des réseaux et des bassins en vue d'analyser l'origine morphologique des réponses hydrologiques observées.

L'algorithme NET a été développé sur une autre structure de MNT, le Triangulated Irregular Network (TIN). Permettant de trianguler directement le semis de ponctuels obtenus par traitement de couples stéréoscopiques d'images satellitaires (Kasser et Egels, 2001), la structure TIN paraît particulièrement adaptée à l'utilisation de cette source de données altitudinales.

Le tracé des écoulements est également amélioré sur ce type de structure.

En effet, la résolution variable des TIN est adaptée à la morphologie locale de la surface (voir Partie 1, II.2.1.ii.iii) et génère ainsi un nombre variable de voisins pour chacun des points (plus la surface est complexe plus le nombre de voisins sera important). Cette propriété permet d'obtenir de plus grandes possibilités de directions d'écoulements dans les zones les plus accidentées des bassins, donc là où la définition précise des directions d'écoulements est davantage nécessaire. Cette propriété permet en outre de limiter la quantité de donnée à utiliser pour représenter la surface étudiée. Dans le cadre de l'utilisation de couples stéréoscopiques d'images à très haute résolution, cette propriété devient particulièrement intéressante pour limiter le nombre des traitements et les temps de calcul.

Dans la méthodologie suivie, une densification du maillage TIN est réalisée afin de parer à ces différences de résolutions pouvant contraindre de manière trop brutale les directions d'écoulements sur les versants et sur l'ensemble des zones décrites par un nombre limité de points côtés.

L'utilisation d'une structure TIN combinée à une méthode de densification de son maillage permet ainsi d'utiliser des couples d'images stéréoscopiques pour la création de MNT dont la structure autorise un tracé des écoulements adapté à la morphologie locale des bassins.

L'objectif principal de cet algorithme est d'extraire un réseau hydrographique structuré par des lignes de thalweg et représentant le réseau potentiel des bassins, à savoir l'extension maximale du réseau potentiellement en eau. Sous l'hypothèse que ces thalwegs ont été formés par des écoulements surfaciques suffisants, le réseau de thalweg d'un bassin représenterait ainsi le réseau d'extension maximale qui peut potentiellement se mettre en eau lors d'un épisode pluvieux.

Pour extraire ce réseau, la méthodologie de Tribe (1992), combinant analyse morphologique et calcul des directions d'écoulements et qui semble particulièrement pertinente pour l'obtention de réseau continu et structuré par des lignes de thalwegs, est appliquée sur MNT TIN. Pour cela, il est nécessaire de tirer le maximum de l'information topographique contenue dans les TIN afin de localiser l'ensemble des lignes de thalweg des bassins.

Dans ce cadre, l'erreur moyenne générée à la construction des TIN est utilisée pour éliminer les thalwegs dont la profondeur est comprise dans le bruit des MNT. Cela permet à la fois d'éliminer la majorité des thalwegs artefacts mais aussi de s'affranchir de la détermination d'un seuil pour l'extraction des réseaux. L'ensemble des thalwegs conservés est ensuite utilisé pour la construction du Réseau de Thalwegs Reconnectés (RTR) représentant le réseau potentiel des bassins.

Dans cette approche, c'est donc l'erreur du MNT qui est utilisée pour limiter l'extraction des réseaux potentiels. Les méthodes classiques, utilisant une valeur seuil sur les aires drainées, posent le problème de la détermination de ce seuil et de sa généralisation. Ce problème majeur des algorithmes de drainage est soulevé par la majorité des auteurs les utilisant (Martz, 1995 ; Wilson et Gallant, 2000 ; Wilson *et al.*, 2008, Tarolli, 2010). Au contraire, la méthodologie suivie permet non seulement de s'affranchir de la détermination des seuils mais également de généraliser l'approche à tout type de bassins tout en limitant l'extraction du réseau potentiel par l'utilisation de l'ensemble de l'information topographique du MNT, à son erreur moyenne près.

Suivant cette méthodologie, l'algorithme NET donne des résultats particulièrement intéressants au regard des résultats des autres algorithmes de drainage basés sur structure raster. Les erreurs totales d'extraction sont ainsi particulièrement limitées et les équilibres entre drains sur-déTECTÉS et drains omis sont dans les meilleurs résultats de l'ensemble des méthodes. L'approche paraît donc pertinente pour extraire le réseau potentiel des bassins à l'échelle étudiée.

L'algorithme NET permet également de caractériser la morphologie des bassins et des réseaux. Grâce à sa structure vectorielle, les analyses de réseaux sont facilitées. La caractérisation des pentes, des distances aux points extrêmes (sources et exutoires), des densités de drainage et des caractéristiques de configuration des réseaux sont ainsi réalisées aisément après extraction du réseau potentiel. Certaines caractéristiques hydro-morphologiques sont directement utilisées comme paramètre d'entrée de certains modèles hydrologiques (indice topographique pour TOPMODEL, fonction largeur pour la modélisation par hydrogramme unitaire à base géomorphologique (GIUH)...). D'autres, qui peuvent être amenés à être améliorés par la suite (voir VIII.1.2 page suivante), sont utilisables pour l'analyse de l'origine morphologique des réponses hydrologiques suivies sur le terrain.

L'algorithme NET a permis d'étudier de manière séparée l'influence de la morphologie des réseaux d'une part et celle des bassins d'autre part. En outre, les différentes ruptures de pente utilisées, au niveau local et au niveau du bassin amont, permettent d'approcher l'importance des niveaux d'observation sur la qualification des mesures et d'étudier les influences respectives des pentes et de leur changement à plusieurs niveaux.

L'intérêt de ce type d'outils est de fournir des informations utiles aux hydrologues de terrain ainsi qu'aux modélisateurs afin de faciliter les échanges entre ces deux communautés et de participer à l'amélioration des connaissances sur le fonctionnement des bassins et donc de la modélisation des processus hydrologiques.

VIII.1.2. Limites d'utilisation et améliorations de l'algorithme NET

L'algorithme NET, tel qu'il a été développé et utilisé dans cette étude, présente des limites dans son utilisation et nécessite des améliorations.

Tout d'abord, en ce qui concerne les pré-traitements, et notamment l'élimination des puits du TIN, la méthode utilisée, basée sur celle de Jenson et Domingue (1988) et utilisant le concept de remplissage des puits, doit être améliorée. Ce type de méthode, en influant sur la morphologie de surface des MNT, peuvent perturber l'extraction des réseaux hydrographiques.

Il conviendrait donc de tester différentes procédures (notamment celles permettant d'orienter les écoulements vers l'exutoire des puits sans toucher à la topographie représentée par le TIN), afin de déterminer les méthodes qui semblent les plus efficaces à l'extraction du réseau hydrographique le plus fidèle à la référence utilisée. Planchon & Darboux (2001) ainsi que Collischonn (Collischonn *et al.*, 2010) discutent ainsi des avantages de telles méthodes, notamment pour éviter la formation de zones plates après remplissage des puits. L'approche suivie dans ce travail s'affranchit du problème de la création de zones plates en surélevant volontairement le point puits par rapport à ses voisins. Cependant, en déformant la surface du bassin, la méthode génère des artefacts de représentation et engendre par conséquent des biais dans la détermination des directions d'écoulements et la morphologie des drains.

Les bons résultats d'extraction obtenus, notamment en comparaison des algorithmes raster existants, doivent être validés sur des bassins de plus grandes superficies et à d'autres résolutions spatiales. En effet, il est maintenant nécessaire d'étudier l'évolution des qualités d'extraction en fonction de la surface des bassins étudiés et des résolutions utilisées.

Dans ce travail, la résolution utilisée correspond globalement à ce qu'il sera possible d'obtenir à partir du traitement de couples stéréoscopiques d'images PLEIADES. Cependant, il est nécessaire de valider l'approche à des résolutions qui deviennent de plus en plus fines et sur des bassins de plus grande ampleur, afin de valider la méthodologie adoptée et tester les possibilités de sa généralisation. En outre, cette étude complémentaire pourrait permettre d'établir la résolution optimale permettant l'extraction du réseau hydrographique le plus proche de la référence.

De par la complexité de la structure TIN, les algorithmes de drainage sont plus lourds à utiliser et nécessitent des temps de calcul supérieurs. Des procédures d'optimisations informatiques sont donc nécessaires, notamment pour l'étude de bassins de grandes superficies ou pour des résolutions particulièrement fines, comme le LIDAR par exemple (résolution métrique).

En ce qui concerne l'analyse morphologique des bassins, et notamment la caractérisation morphologique des thalwegs, une analyse multi-échelle permettra une meilleure caractérisation de la morphologie complète des thalwegs. Analysée à l'échelle d'un couple de facettes triangulaires et dépendante par conséquent de la résolution du TIN à leur endroit, la profondeur des thalwegs est analysée à une seule échelle, différente pour chaque thalweg. Pour les thalwegs les plus ouverts, décrits par un faible nombre de points, les couples de facettes triangulaires les représentant sont représentatifs du thalweg dans sa globalité, depuis le fond du lit jusqu'aux lignes de crête. Pour les thalwegs particulièrement encaissés et étroits, décrits par un plus grand nombre de points, le couple de facettes triangulaires étudié n'est représentatif que d'une faible portion du fond de son lit. Dans chacun de ces cas, la morphologie du thalweg n'est pas décrite dans sa totalité.

Une analyse multi-échelle, s'affranchissant de la résolution variable du TIN est donc à envisager pour qualifier les thalwegs et leur morphologie dans leur intégralité. Une analyse particulière de la courbure des lignes de niveau pourrait par exemple compléter l'analyse morphologique actuelle.

Bien que la cohérence du réseau hydrographique potentiel avec le réseau de référence soit confirmée sur les bassins étudiés, les erreurs d'extractions, inévitables, engendrent des difficultés dans l'analyse de l'origine morphologique des réponses hydrologiques. Pour les drains omis, certaines observations de terrain ne peuvent être étudiées en fonction de la morphologie du réseau potentiel. En outre, les erreurs d'extractions influent sur les caractéristiques calculées. Ces biais interfèrent par conséquent sur l'analyse morphologique des réponses hydrologiques.

En conclusion, au-delà des améliorations algorithmiques à lui apporter, l'algorithme NET devra être testé sur des TIN créés à partir de couples stéréoscopiques d'images PLEIADES et concernant des bassins de plus grandes superficies. Les résultats, s'ils sont validés, permettront d'évaluer les possibilités de généralisation de cet algorithme.

VIII.2. Le suivi spatialisé des réponses hydrologiques

VIII.2.1. Vers une amélioration de la compréhension du fonctionnement des bassins

Le bassin est aujourd'hui compris comme un système complexe. Il fait intervenir une variété de processus concomitants, dont les fonctionnements varient de manière spatio-temporelle. En fonction des conditions hydrologiques et de l'importance des apports atmosphériques, ces processus, contrôlés par des seuils de fonctionnement, vont interagir entre eux pour former les réponses hydrologiques d'un bassin. Ces réponses sont multiples. La dynamique des débits à l'exutoire ne suffit donc pas à rendre compte de la complexité de l'agencement de ces processus. A l'inverse, en étudiant les variations spatiales des débits au sein de l'ensemble du réseau hydrographique en eau, il est possible d'approcher les variations spatio-temporelles des processus hydrologiques en jeu au cours des épisodes observés à l'intérieur même des bassins.

En outre, les débits ne représentent pas la seule information permettant de caractériser la réaction des bassins. La localisation des départs d'écoulements, l'extension des réseaux, la pérennité de leur drain ainsi que leur vitesse de réaction aux précipitations sont également des paramètres utiles et pertinents pour l'analyse complète des réponses d'un bassin aux épisodes pluvieux.

Un suivi systématique et spatialisé de ces réponses permet de rendre compte de la diversité des mécanismes responsables de la variété des réponses hydrologiques observées.

L'intérêt de combiner un suivi permanent des hauteurs d'eau sur différents points du réseau hydrographique et un suivi évènementiel et spatialisé des réponses hydrologiques à des épisodes est de pouvoir étudier à la fois la dynamique des débits sur le long terme, les conditions d'apparition des écoulements de crue et la situation de l'épisode au sein de l'année hydrologique, mais aussi d'obtenir une image la plus fidèle possible de la variabilité spatiale des réactions hydrologiques d'un bassin sur le plus grand nombre d'évènements possibles.

Dans ce cadre, le réseau de capteur capacitif en place sur les bassins est un outil particulièrement intéressant. Si les courbes de tarage sont délicates à mettre en place pour des raisons techniques, ces capteurs sont riches d'informations sur les dynamiques de mise en charge des réseaux. Dans cette étude, ils ont permis de rendre compte des écoulements prédominants sur les bassins expérimentaux, d'observer des mécanismes de connexion hydrologique entre versants et réseaux et d'étudier l'influence de l'échelle d'étude sur les vitesses de réaction des bassins.

Le bilan des connaissances apportées par le suivi spatialisé des réponses hydrologiques des deux bassins expérimentaux est présenté dans les paragraphes III.1 et III.2 de ce chapitre.

VIII.2.2. Les limites de l'observation hydrologique

Les difficultés rencontrées sur le terrain sont multiples.

Tout d'abord, la localisation précise des mesures est rendue difficile par la topographie complexe et l'importance du couvert végétal en place sur les bassins. Si le LIDAR a permis d'aider à cette spatialisation des mesures, certaines observations réalisées sous épisodes, sur des points non répertoriés, ont été difficilement localisables. L'utilisation d'un outil de géolocalisation tel que le GPS n'a pas été possible, toujours en raison du couvert végétal. Le réseau de référence n'a donc pas pu être déterminé sur le terrain mais à partir de la photo-interprétation du LIDAR. Cependant, si des erreurs de photo-interprétation sont inévitables, la vision d'un bassin sur le terrain ne peut être que partielle. L'intérêt du LIDAR est justement d'obtenir une vision complète et précise de la morphologie de l'ensemble d'un bassin.

Ensuite, la mesure des débits est particulièrement complexe sur ce type de bassin. Même si la méthode de jaugeage par dilution de sel est particulièrement adaptée aux écoulements torrentiels (André, 1976 ; Musy, 2005), de nombreuses incertitudes subsistent quant à la valeur précise des débits d'un cours d'eau. Les limites sont nombreuses : mauvaise distance de mélange, infiltrations ou pertes des écoulements, mauvaise localisation de la cellule conductimétrique. Lorsque les débits sont particulièrement faibles, des mesures au seau sont réalisées. Là encore les biais sont multiples. Des erreurs de mesures sur les volumes comme sur les temps de remplissage peuvent fortement affecter le calcul des débits.

Ces erreurs de mesures sur les débits empêchent de connaître les volumes mis en jeu et donc d'affiner la compréhension des mécanismes de production des débits au sein des différents drains. En outre, cela limite les informations utiles à l'établissement de modèles hydrologiques capables de simuler les débits d'un bassin. Pour autant, les informations recueillies ont montré leur richesse et leur grande utilité dans l'analyse des dynamiques de mise en charge des réseaux. En outre, si les valeurs des débits présentent des incertitudes, elles donnent une bonne idée des différences relatives de production des écoulements entre les différentes zones d'un bassin.

Une des originalités du suivi évènementiel des épisodes de ce travail est la localisation des départs des écoulements en tête de réseaux. Elle permet le suivi des extensions de réseaux mais également l'analyse des conditions de déclenchements des écoulements surfaciques au sein des drains. Au vu des capacités d'infiltration et de stockage des sols, certains écoulements surfaciques peuvent littéralement disparaître en sub-surfaces. Dans ces conditions, certains départs d'écoulements réellement constatés peuvent être des exfiltrations d'écoulements surfaciques infiltrés préalablement à l'amont. Il est donc difficile de conclure à une localisation précise des départs d'écoulements sur le terrain. De plus, les difficultés d'accès et d'observation des réseaux ne permettent pas de visualiser systématiquement l'ensemble des drains sur l'ensemble de leur longueur. Les conclusions sur les mécanismes de déclenchements des écoulements surfaciques en réseau sont donc soumises à ces biais d'observation.

En outre, l'observation des différents épisodes nécessite une journée de campagne de terrain par bassin. Pour des raisons évidentes de suivi et de sécurité, les observations se déroulent en journée. Dans ces conditions, le moment hydrologique des observations (avant, pendant ou après le pic de crue), ne peut jamais être le même entre les différents épisodes étudiés. Les résultats des observations sur le terrain ne sont donc pas directement comparables entre les épisodes. Des précautions sont donc à prendre quant à leur comparaison. De plus, au sein même d'un épisode, en raison du temps nécessaire à la réalisation des mesures et observations sur l'ensemble d'un bassin, et particulièrement sur les épisodes les plus courts, les différents débits sont mesurés à des moments différents de l'épisode (crue, décrue, stabilisation des débits). Ces difficultés liées au moment des mesures affectent également l'étude de la variabilité des réponses hydrologiques des bassins.

Enfin, l'investissement important que nécessitent ces suivis, en vue d'obtenir la vision la plus complète possible des variations spatio-temporelles des réponses hydrologiques d'un bassin, limite toute généralisation à des bassins de grande superficie. Le suivi systématique de l'ensemble des drains d'un bassin versant ne peut effectivement être réalisé qu'à l'échelle de petits bassins expérimentaux. Cependant, la compréhension des processus hydrologiques, facilitée à cette échelle de travail, peut permettre, à terme, la généralisation des processus à d'autres bassins non jaugés et la modélisation hydrologique de leurs réponses.

VIII.2.3. Possibilités d'améliorations du suivi spatialisé des réponses hydrologiques

La durée nécessaire au parcours de l'ensemble des points d'observation lors d'un épisode, comme évoqué précédemment, limite la comparaison des débits de crue. Il serait donc intéressant d'envisager des campagnes « flash », nécessitant la participation d'une équipe d'observateurs, tous répartis sur l'ensemble du bassin et effectuant les mesures de débits sur le plus grand nombre de points simultanément. Cela permettrait d'obtenir un « cliché » des réponses hydrologiques des bassins en un temps donné. De plus, ces campagnes « flash » pourraient permettre plusieurs jaugeages aux mêmes points d'observation à différents moments de l'épisode. Une certaine dynamique des débits pourrait alors être analysée en dehors des capteurs capacitifs, sur l'ensemble des drains observés.

De même, les jaugeages au sel nécessitant de jauger en priorité les points aval (pour éviter de perturber les concentrations en sel), les têtes de réseaux en eau ne sont repérées qu'en fin de campagne terrain. En fonction des épisodes et du moment des mesures par rapport au pic de crue, ce repérage tardif empêche probablement de retrouver la trace des départs d'écoulements de certains drains. C'est pourquoi il semble davantage cohérent de commencer les campagnes d'observation par les parties amont du bassin, en focalisant d'abord le travail sur le repérage des départs d'écoulements, pour ensuite mesurer les débits de l'ensemble du réseau.

Le nombre des capteurs capacitifs pendant la plus grande partie de cette étude était réduit sur les deux bassins (=4). Situés essentiellement sur le réseau principal des bassins, ils ne permettaient pas d'étudier réellement l'ensemble du réseau secondaire et des drains de versants temporaires. Aujourd'hui au nombre de huit sur le bassin du Cartaou, ce réseau devient particulièrement intéressant pour étudier les réactivités des différents drains du bassin. Malheureusement, ce réseau développé n'a pas encore servi à observer de véritables crues « éclair », limitant pour le moment l'analyse de l'influence de la morphologie sur la réactivité des réseaux à ce type d'évènement. Cependant, les données recueillies à ce jour donnent à penser que ce type de données est particulièrement intéressant dans la caractérisation des réactions hydrologiques des bassins et l'étude de leur origine. Le maintien de ces capteurs sur le terrain semble donc essentiel à la poursuite de ce travail et à l'étude complémentaire de l'origine morphologique des vitesses de réaction des réseaux.

Des mesures systématiques des vitesses d'écoulement au sein des réseaux peuvent également être envisagées en vue de les caractériser sur l'ensemble des évènements et des drains suivis. Des mesures de ce type ont commencées à être réalisées mais ne permettent pas aujourd'hui une véritable analyse morphologique de leur valeur. La connaissance des vitesses d'écoulements pourrait permettre, à terme, de fournir des informations essentielles aux modélisations hydrologiques, et notamment aux processus de transfert des écoulements au sein des bassins.

Enfin, l'ensemble des analyses menées dans ce travail révèle le rôle probablement essentiel des sols, leurs types et la répartition de leur profondeur dans les volumes d'eaux stockées et/ou exfiltrées. En outre, leur teneur en eau influe sur les seuils de déclenchements de certains processus hydrologiques en cours sur les versants. Le suivi de ces sols apparaît donc comme essentiel dans le cadre de la caractérisation et de l'étude des variations spatio-temporelles des réponses hydrologiques des

bassins. Un réseau de capteurs de teneur en eau des sols est en place sur le bassin du Cartaou, le long d'un transect occupant un des versants du bassin. La généralisation de ce type de capteurs, sur des versants dont les fonctionnements ont été identifiés comme différents, pourrait permettre d'étudier spécifiquement le rôle des sols et de leur saturation sur les écoulements de crue. Ces données complémentaires apparaissent, au vue des observations menées tout au long de ce travail, comme essentielles à la bonne compréhension des processus hydrologiques des bassins expérimentaux. Ce présent travail pourrait servir à aider à l'installation d'un tel réseau de capteurs et à préciser les modalités de son fonctionnement.

Enfin, il semble particulièrement nécessaire d'insister sur l'importance des campagnes de terrain pour l'aide à la compréhension des fonctionnements hydrologiques. La richesse des informations qui y sont recueillies, qu'elles soient qualitatives ou quantitatives, permettent une vision concrète, bien que partielle, des phénomènes s'y déroulant. Elles ont permis de poser la plupart des hypothèses étudiées dans ce travail et sont tout simplement essentielles à la production de données spatialisées sur les événements hydrologiques observés.

Le nombre des épisodes sur la période de ce travail a été particulièrement réduit. Les campagnes de mesures et d'observation de terrain sous épisodes nécessitent donc d'être poursuivies afin d'observer un maximum d'évènements complémentaires aux réponses variées, permettant d'affiner la compréhension de l'ensemble des processus hydrologiques en cours sur les bassins expérimentaux.

VIII.3. La caractérisation morphologique des réponses hydrologiques

Les parties qui suivent proposent tout d'abord un bilan des connaissances apportées par cette étude sur les deux bassins expérimentaux suivis avant de dégager l'intérêt d'une telle étude et les perspectives envisagées sur ce travail.

VIII.3.1. Bilan

Les paragraphes qui suivent se proposent d'établir le bilan des connaissances apportées sur le fonctionnement hydrologique des deux bassins expérimentaux et l'origine morphologique des différentes réponses hydrologiques observées. Dans un premier temps sera décrit le bassin du Crébadès avant d'aborder celui du Cartaou et de dresser une comparaison des deux bassins.

VIII.3.1.i. Bassin du Crébadès

La Figure 137 présente l'extension maximale du réseau observé en eau sur le bassin du Crébadès, les sources de réseaux en eau et les zones dont le fonctionnement particulier est décrit dans les paragraphes qui suivent.

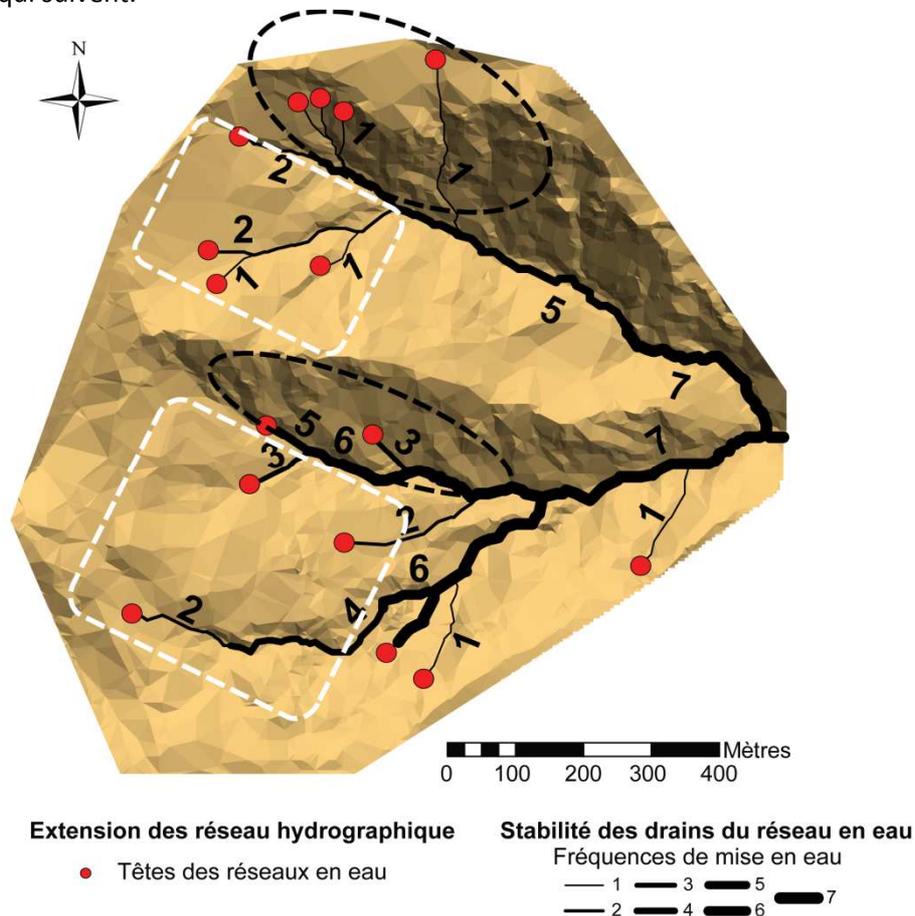


Figure 137: Extension maximale du réseau observé en eau, occurrences de mise en eau et tête de réseaux sur le bassin du Crébadès

Le bassin du Crébadès est organisé en deux sous bassins distincts. Un sous bassin nord, plus étroit, plus encaissé et plus réduit que le sous bassin sud, présente un réseau en eau moins ramifié, centré sur un thalweg principal marqué, et des drains courts de versants très réactifs et particulièrement temporaires. Le sous bassin sud présente quant à lui des pentes plus douces, notamment sur les versants, des épaisseurs de sols visiblement plus importantes et un couvert végétal plus dense.

L'orientation des versants semble être particulièrement influente sur les faciès observés. Les versants exposés au sud, particulièrement accidentés dans les deux sous bassins, présentent une végétation de maquis clairsemée, des pentes très fortes et des sols peu profonds. Les autres versants, exposés est/nord-est, accueillent au contraire une végétation arborée dense, favorisée par des pentes plus douces qui permettent également le développement de sols plus profonds.

L'orientation représente ainsi un bon indicateur des valeurs de pente, du recouvrement végétal et de l'épaisseur des sols des versants, dont les influences combinées jouent un rôle important sur les processus hydrologiques des bassins. En effet, au vu de l'importance du couvert végétal, de la nature des roches et des capacités d'infiltration des sols sur ces deux bassins, suite aux diverses observations menées depuis 2004 par les équipes de l'UMR Espace, de l'OHMCV et de l'EMA, l'hypothèse d'une prédominance des écoulements sub-surface est fortement soupçonnée. Dans ce cadre, et après vérification des données recueillies, l'importance des pentes et des profondeurs de sols sont des paramètres clés pour l'étude des variations spatio-temporelles des réponses hydrologiques.

C'est pourquoi les deux sous bassins versants peuvent être divisés chacun en deux zones : une comprenant les versants exposés au sud (ellipses en pointillés noirs sur la Figure 137) et une autre les versants exposés au nord (rectangles en pointillés blancs sur la Figure 137). Chacune de ces zones ont des caractéristiques communes dans les deux sous bassins.

Les versants exposés au sud sont plus accidentés et plus pentus. Ce contraste est clairement visible sur le terrain et révélé par les analyses morphologiques. Ils présentent également des drains plus courts, plus réactifs et moins pérennes que les versants exposés au nord et à l'est. L'importance des pentes est directement et indirectement responsable de la pérennité et de la réactivité de ces drains :

- Directement, par l'augmentation des vitesses d'écoulements elles favorisent la réaction rapide des drains, permettant même à certains tronçons drainant des surfaces très réduites de produire des écoulements de surface (haut de versants du bassin nord)
- Indirectement, en limitant le développement de sols profonds, elles limitent la pérennité des écoulements

Le rôle des sols semble prépondérant dans le fonctionnement des deux bassins expérimentaux. De part leur capacité de rétention, ils permettent dans un premier temps de stocker des volumes d'eau importants, fonction de leur épaisseur. Dans un deuxième temps, ils sont capables de relarguer l'eau préalablement infiltrée, dans les réseaux, en profondeur ou en surface. Par contre, les vitesses de production des écoulements sont limitées par les temps d'infiltration et de saturation des sols, créant ainsi un « effet tampon » sur la réactivité des drains aux précipitations. Les sols jouent donc un rôle prépondérant sur la production des écoulements, leur pérennité et la réactivité des réseaux aux précipitations.

Cette observation renforce les différences entre sous bassin nord et sous bassin sud dans lesquels les versants présentent des différences d'orientation (voir Figure 138).

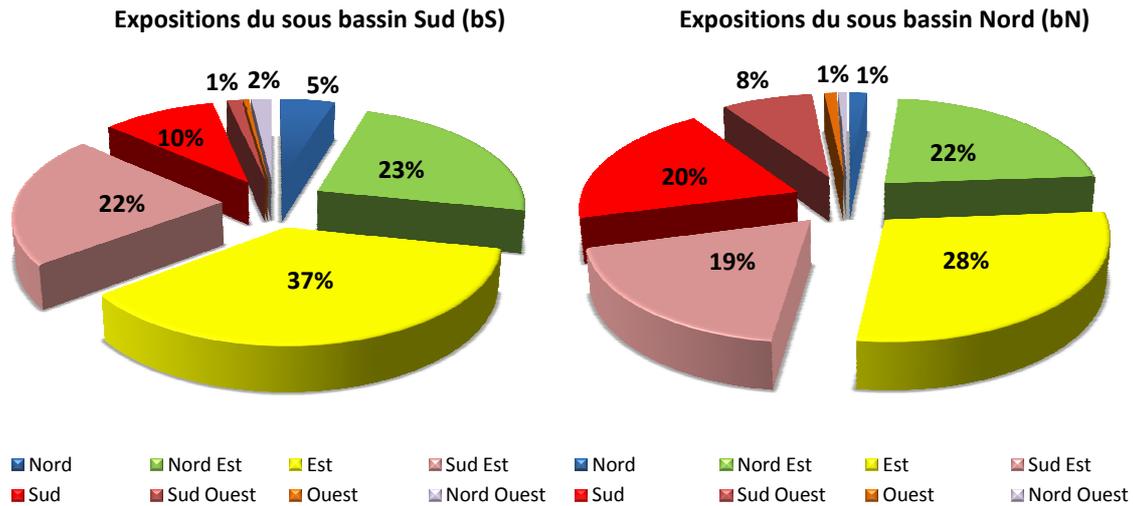


Figure 138: Exposition des deux sous bassins (surfaces)

Les versants sud sont davantage représentés dans le sous bassin nord. A l'inverse, les versants exposés à l'est et au nord sont mieux représentés dans le sous bassin sud. Ces différences d'orientation permettent d'expliquer les différences de pérennité et de ramification des réseaux des deux sous bassins.

Avec plus de versants exposés au nord et à l'est, le sous bassin sud possède davantage de versants peu pentus, forestiers et aux sols profonds. Le sous bassin nord, au contraire, présente davantage de versants exposés au sud aux faibles épaisseurs de sols et aux pentes très fortes et présente un bassin nettement plus contraint et incisé.

C'est pourquoi le réseau du sous bassin sud est plus ramifié et plus pérenne que le réseau du sous bassin nord, particulièrement limité et temporaire. Le sous bassin sud, de par sa largeur et ses pentes, permet le maintien en eau d'un réseau relativement étendu et ramifié. Au contraire, le réseau du sous bassin nord est particulièrement concentré dans un thalweg principal mais montre des drains de haut de versant particulièrement réactifs.

Sur le sous bassin nord, les hauts de versants présentent en outre une importante densité de drains du réseau potentiel. La quasi-totalité de ses drains ont réagi à l'épisode le plus important observé sur ce bassin le 3 novembre 2008. L'importance des pentes, la faible épaisseur des sols et l'importante densité de drainage du réseau potentiel semblent donc être les facteurs les plus influant sur la réactivité de ces drains de haut de versant.

La localisation du départ de ces écoulements semble également influencée par les pentes et leurs changements brutaux au sein de ces versants.

Sur le sous bassin nord, certains départs de réseau drainant de très faibles surfaces ont réagi dans les zones où les pentes sont particulièrement fortes, confirmant l'importance des pentes sur les possibilités de déclenchement de ces drains.

En outre, les sources les plus temporaires, qui ne concernent que l'épisode du 3 novembre 2008, sont majoritairement situées sur des zones d'augmentation de la pente. Au contraire, les têtes les plus récurrentes se situent essentiellement sur des zones de ralentissement. La configuration des ruptures de pente influe de manière différente sur les potentialités d'exfiltration des écoulements de sub-surface en fonction de l'importance des épisodes pluvieux et de l'état de saturation préalable du bassin (voir Figure 127).

Sur le sous bassin sud, hormis le thalweg principal qui remonte haut sur les versants, les drains sont plus concentrés vers l'aval du bassin. Il semble que le déclenchement des réseaux soit davantage soumis à l'importance des surfaces drainées. Dans ce bassin, la faiblesse des pentes, limitant la réaction des réseaux, est compensée par l'importance des surfaces drainées et les épaisseurs de sols. Le volume de stockage de l'eau précipitée dans les sols, d'autant plus important, permet ainsi de maintenir les écoulements davantage dans les bas de versant et dans les zones aval du bassin.

Si l'étude des extensions de réseau et de la pérennité de leurs drains a permis de relever des différences de fonctionnement liées aux caractéristiques morphologiques des deux sous bassins, l'étude des débits permet de confirmer ces différences.

Le sous bassin nord, de taille plus réduite que le sous bassin sud (397 000m² contre 519 000m²), a généré des débits plus importants sur l'épisode du 3 novembre 2008. Les densités de drainage du réseau potentiel de ces deux sous bassins sont pourtant équivalentes, d'environ 15,6 km/km². La grande différence qui sépare ces deux bassins concerne l'importance des pentes de versants, la superficie des versants exposés au sud et l'encaissement globale des bassins.

Le réseau du sous bassin nord, rapidement canalisé au sein du thalweg principal à cause des fortes pentes des versants, semble faire converger plus rapidement l'ensemble des écoulements de versants jusqu'à son exutoire. Dans le cas du bassin du Crébadès, les pentes semblent ainsi avoir une influence importante sur la production des débits.

Cependant, le critère le plus à même de rendre compte de l'importance des débits est la surface drainée. Sur la période étudiée, une relation entre débits et surfaces drainées, de type puissance, est en effet vérifiée sur une grande partie des points d'observation. Ces points, essentiellement localisés sur les drains les plus pérennes, ont été considérés comme faisant partie du réseau principal du bassin. Le paramètre de surface drainée permet ainsi de résumer l'ensemble des processus responsables de la production des débits au sein du réseau principal des bassins.

Par contre, certains débits, exclusivement mesurés au sein de drains de versants drainant de faibles surfaces, ne peuvent être expliqués par la simple valeur de la surface drainée. Ces points ont été considérés comme faisant partie du réseau secondaire des bassins. Aucun des paramètres hydro-morphologiques étudiés dans ce travail n'a permis d'expliquer ces débits. Les paramètres utilisés, relevant uniquement de la topographie de surface du bassin, ne peuvent certainement pas rendre compte des processus responsables de la production des volumes ruisselés, s'effectuant probablement au sein de la matrice des sols.

La surface drainée calculée par l'algorithme NET concerne la convergence des écoulements surfaciques. Si ce critère semble être un bon indicateur de la plupart des débits mesurés et que ces débits sont issus à la fois de processus de production et de convergence de flux dans les sols, il est possible d'en déduire que la superficie drainée en surface est bien révélatrice de celle réellement drainée par les réseaux, en surface comme en sub-surface. Ceci est vrai uniquement au sein du réseau principal. Dans le réseau secondaire, les processus de déclenchement des écoulements sont beaucoup plus difficiles à expliquer. Bien qu'influencés par l'ensemble des caractéristiques topographiques des bassins, les processus de versants, complexes, sont davantage soumis à des mécanismes ayant lieux au sein de la matrice des sols et responsables de la production des débits, probablement responsables de la complexité et de la variabilité des réponses hydrologiques observées dans ces réseaux.

En outre, il est possible que sur ces drains, la superficie drainée calculée ne soit pas révélatrice de celle réellement drainée. Cela pourrait indiquer un décalage topographique particulièrement marqué dans les hauts de versants entre le substratum relativement imperméable et la surface topographique des versants, en comparaison des parties plus à l'aval. Il se pourrait aussi que l'épaisseur des schistes altérés soit également plus importante dans les parties amont du bassin, augmentant ainsi les possibilités de stockage des eaux dans les hauts de versants. Ces observations

viennent appuyer la nécessité d'étudier particulièrement les sols et leurs épaisseurs sur ce bassin expérimental.

L'étude des temps de réaction et de réponse des différents drains a permis de confirmer la relative lenteur des réactions aux précipitations, notamment en début d'épisode. Sur l'évènement du 3 novembre 2008, l'exutoire et les versants réagissent globalement dans les mêmes intervalles de temps, avec des temps de réaction et de réponse très variés en fonction des averses. Les intensités pluviométriques des averses, l'état hydrologique du bassin (révélé par l'indice des averses antérieures) et la durée des périodes intermédiaires (sans précipitations) sont les facteurs concourants à l'explication des temps de réaction et de réponse observés. Ainsi, plus le bassin est saturé, plus les temps de réaction et de réponse diminuent et se synchronisent entre la station et les versants. De même, plus les intensités pluviométriques sont importantes, plus les temps de réaction et de réponse diminuent. Enfin, les sols se vidangeant rapidement du fait de l'importance des pentes et des écoulements hypodermiques, les temps de réaction et de réponse augmentent avec la durée des périodes sans précipitations.

Ces observations confirment les hypothèses sur la prédominance des écoulements sub-surfaciques.

La lenteur et la variabilité des temps de réponse et de réaction confirment en effet une prédominance des écoulements hypodermiques sur ce bassin. Sous l'hypothèse d'une pluie homogène, les écoulements de surface, beaucoup plus rapides, auraient permis aux versants de réagir avant la station aval, quelque soit l'averse observée. En outre, la variabilité des temps de réponse à des averses équivalentes vient également étayer ces affirmations, confirmant l'importance des volumes de stockage disponibles et le fonctionnement par seuils de la production des écoulements. Enfin, la diminution des temps de réaction et de réponse avec l'augmentation de l'IAA montre l'importance de l'état hydrologique des bassins sur la rapidité des écoulements. Notamment, il contrôle le niveau de connexion des nappes de bas de versant et de réseau permettant la réaction rapide des réseaux aux précipitations.

Un fonctionnement lié à des ruissellements surfaciques produits par dépassement de la capacité d'infiltration des sols ne peut donc être envisagé. Des écoulements de sub-surface prédominants et des ruissellements superficiels générés sur des zones de rupture de pente, lorsque le gradient hydraulique, trop important, engendre des exfiltrations d'eau, ou bien encore sur des surfaces préalablement saturées, semblent davantage expliquer les observations menées sur ce bassin.

L'ensemble des observations menées dans ce travail a donc permis de montrer l'intérêt de combiner des approches spatialisées pour l'étude des facteurs contrôlant les différentes réactions des bassins aux évènements atmosphériques. Certains paramètres morphologiques, relativement stables dans le temps, sont de bons indicateurs des réponses potentielles des bassins aux précipitations. Cependant, cette étude, menée sur un nombre limité d'évènements, nécessite d'être poursuivie afin de compléter les analyses menées jusqu'à présent. Des évènements supplémentaires pourront valider ou infirmer les résultats obtenus dans cette étude.

VIII.3.1.ii. Bassin du Cartaou

La Figure 139 présente l'extension maximale du réseau observé en eau sur le bassin du Cartaou, les occurrences de mise en eau de ses différents drains, les sources de réseaux en eau et les zones dont le fonctionnement particulier est décrit dans les paragraphes qui suivent.

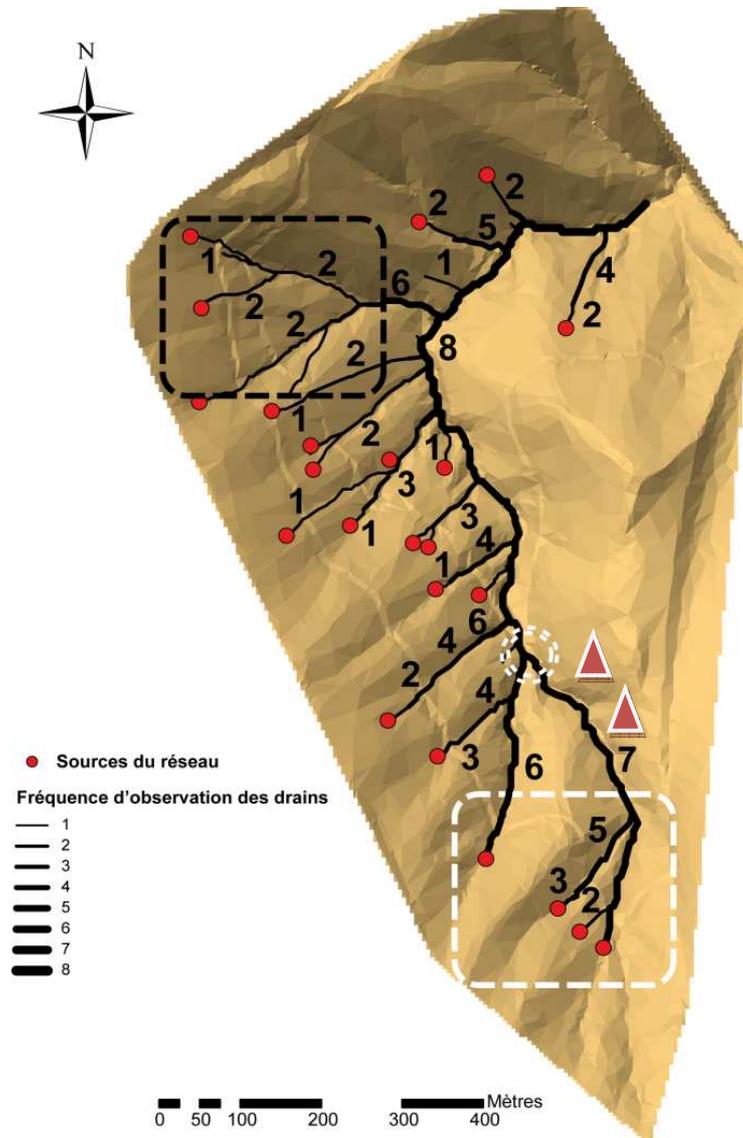


Figure 139: Extension maximale du réseau en eau, fréquence de mise en eau et têtes de réseaux du bassin du Cartaou

Le bassin du Cartaou présente un réseau organisé autour d'un drain principal, représenté par le thalweg le plus marqué du bassin. Ce drain est relativement long, remontant haut sur les versants sud du bassin. L'ensemble des autres drains sont des drains de versants qui alimentent le drain principal sur toute sa longueur.

Une forte asymétrie est observable entre les versants exposés à l'est et ceux exposés à l'ouest.

Les versants exposés à l'est sont de grandes superficies. Ces versants sont relativement longs et accueillent une série de drains marqués et régulièrement distribués. L'ensemble de ces drains de versants sont remarquablement homogènes, du point de vue des surfaces drainées comme des pentes. Les sols y semblent peu profonds, la roche affleure régulièrement et ces versants sont marqués par la présence de nombreux ouvrages, essentiellement des terrasses et parfois quelques anciennes habitations.

Au contraire, les versants exposés à l'ouest sont courts, drainent de faibles surfaces et ne présentent aucun drain en eau sur la période étudiée. Les sols, relativement peu profonds, dominent un substratum composé essentiellement d'arènes granitiques, permettant une forte infiltration et une capacité de stockage importante des eaux précipitées. En outre, il semble que ces versants soient moins terrassés que les versants opposés.

Les mêmes hypothèses de fonctionnement que sur le Crébadès sont posées sur le Cartaou. Au vu de l'importance du couvert végétal et des capacités d'infiltration des sols, il semble que les écoulements hypodermiques et en profondeur soient prédominants sur ce bassin.

Dans ce cadre, les caractéristiques des versants exposés à l'ouest favorisent les écoulements en profondeur. Les fortes pentes et les arènes granitiques très perméables permettent en effet aux écoulements de s'infiltrer et/ou de percoler en profondeur, pour former probablement des nappes qui s'accumulent en bas de versant, le long du thalweg principal, et qui peuvent l'alimenter directement par exfiltration ou soutenir ses débits par l'alimentation de ses nappes. La prédominance des écoulements dans les sols combinée à des possibilités de stockage importantes expliquerait pourquoi ces versants n'ont jamais été observés en eau pendant la période étudiée.

Pourtant, ils ont particulièrement réagi sur l'épisode de 2006 observé par l'UMR Espace (voir triangles rouges sur la Figure 139). Deux hypothèses sont envisagées :

- Ces versants, se saturant progressivement « par le bas » tout au long de l'épisode, seraient finalement arrivés à saturation et, par conséquent, auraient générés des ruissellements sur surfaces saturées contribuant de cette manière aux écoulements de crue. Cette hypothèse, au vue de la perméabilité des arènes granitiques et de l'importance de leur profondeur, est peu envisageable.
- La deuxième hypothèse serait un fonctionnement de type « fill and spill » (Tromp-van Meerveld et McDonnell, 2006 ; Graham et McDonnell, 2010). Dans ce cadre, il faut imaginer une couche imperméable du substratum située en dessous des arènes granitiques, composée de granites moins altérés, et responsable de l'accumulation des eaux dans sa microtopographie. Une couche moins perméable au sein des arènes peut également jouer le même rôle. Une fois cette microtopographie remplie, l'eau qui y était contenue se met à s'écouler dans les sols en suivant le gradient de pente des versants et va former un véritable réseau hypodermique dont la vitesse des écoulements est particulièrement rapide, notamment si les sols sont saturés. Ce mécanisme est responsable d'un apport rapide d'un important volume d'eau. Il pourrait être également responsable de la réactivité de ces versants aux précipitations événementielles particulièrement fortes de l'automne 2006.

Trois zones particulières, aux fonctionnements différents, sont localisées sur la Figure 139.

La première concerne les hauts de versants sud alimentant le drain principal (rectangle en pointillés blancs). Drainant des superficies relativement importantes à ces altitudes, ils sont responsables de l'alimentation du réseau principal et donc de sa mise en eau fréquente. Les drains les plus amont du réseau principal dans ces zones présentent des pentes particulièrement fortes, accélérant même les pentes moyennes amont. La combinaison d'une importante surface drainée et de fortes pentes est probablement responsable d'une alimentation en eau rapide et importante des drains du réseau principal. En outre, la configuration des départs de réseaux, dans des zones accélérant la pente, permet l'exfiltration des écoulements hypodermiques sous épisodes.

En descendant vers l'aval, une zone de convergence particulièrement importante est repérée par les cercles concentriques en pointillés blancs sur la Figure 139.

Elle est en effet le lieu de convergence des deux plus importants drains du réseau principal. Les surfaces drainées augmentent donc fortement au sein du réseau à l'aval de cette confluence. De plus, les pentes des deux drains principaux et de leurs bassins d'alimentation, notamment celles du drain le plus court, sont particulièrement fortes. Cependant, les pentes de ces drains ralentissent à

l'approche de la zone de convergence (voir Figure 140). Cette zone marque ainsi un ralentissement important de la pente des réseaux. En outre, la piste DFCI, large à cet endroit, coupe le drain principal à cette confluence et crée une véritable rupture de pente à son aval.

En concentrant les écoulements du réseau principal, en ralentissant de manière brutale la pente et en présentant une rupture de pente marquée par la piste DFCI, cette zone de convergence est particulièrement propice à la production de ruissellements superficiels importants. Elle représente donc une zone sensible, dans laquelle des écoulements de crue, liquides et solides, peuvent générer une érosion importante du lit. La granulométrie des drains de cette zone est d'ailleurs très variée. De gros blocs rocheux sont ainsi localisés au milieu de dômes d'accumulation de matériaux plus fins. Des écoulements de crue sont donc responsables du déplacement de blocs volumineux tandis que les écoulements continus au sein du thalweg principal apportent des éléments plus fins qui s'accumulent au fil du temps.

Les versants orientés à l'ouest et qui avaient réagi à l'épisode de 2006 se trouvent dans cette zone particulière. La configuration du bassin à cet endroit semble ainsi particulièrement adaptée à la production d'écoulements rapides de crues.

La troisième zone particulière repérée sur ce bassin concerne les hauts de versants situés au nord ouest du bassin, localisée par le rectangle en pointillés noirs sur la Figure 140.

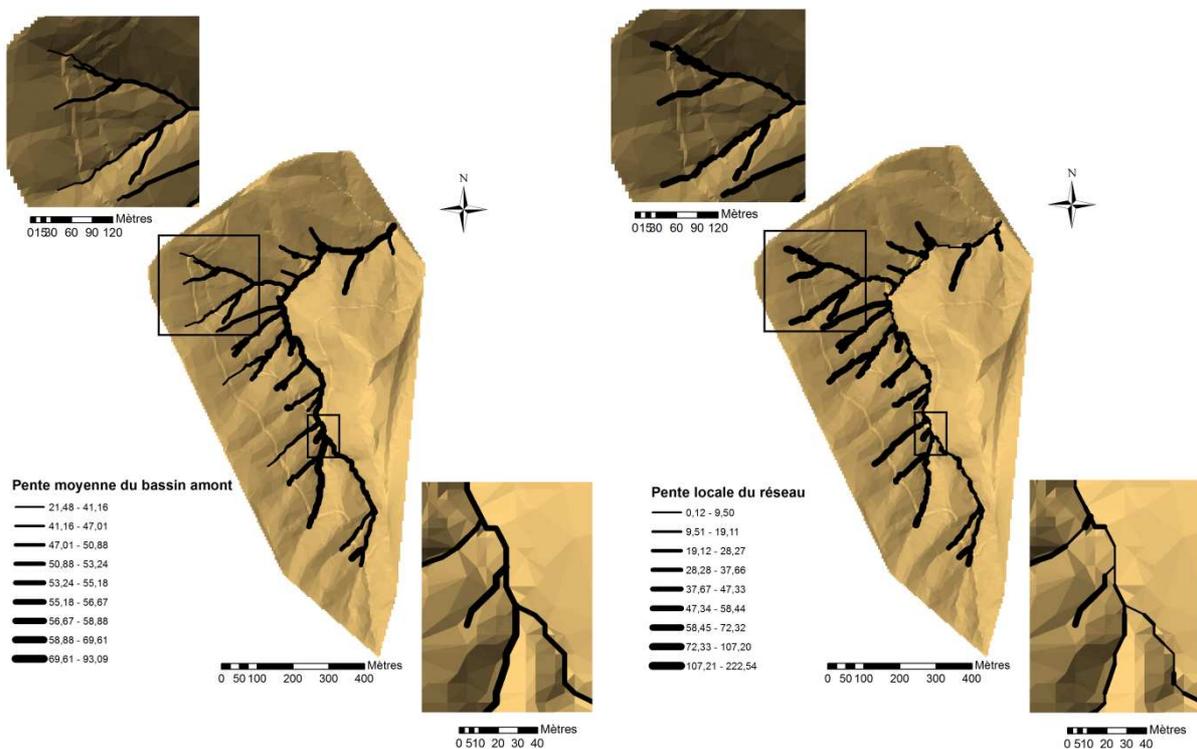


Figure 140: Pente locale des réseaux et indices de pentes moyennes du bassin amont sur le bassin du Cartau

Cette zone présente le seul versant orienté au sud de ce bassin. Comme pour le bassin du Crébadès, ce versant sud, sur lequel une ancienne habitation en pierres sèches est toujours visible, présente une végétation plus limitée où la roche affleure en surface, et des pentes particulièrement fortes. Le réseau hydrographique y est particulièrement marqué et très pentu, notamment en comparaison des versants qu'il draine. Il semble donc à même de concentrer efficacement les écoulements de versants. Cette partie du bassin n'a réagi qu'à l'épisode du 22 février 2009. L'importance des pentes et la faible profondeur des sols participent certainement à la réactivité de cette zone.

Cependant, cet épisode est survenu sur un bassin présentant une couverture neigeuse d'environ une dizaine de centimètres. Ce versant, exposé au sud, a favorisé la fonte de la couverture neigeuse en

place. Son orientation, favorisant l'ensoleillement de cette partie du bassin, semble être le facteur principal contrôlant la réaction de cette zone à cet épisode.

Concernant l'étude des débits, elle a permis, comme pour le bassin du Crébadès, de mettre en évidence un réseau principal dans lequel les débits observent une relation puissance avec la surface drainée, et un réseau secondaire pour lequel la seule surface drainée ne peut expliquer les débits qui y ont été mesurés.

Sur ce bassin, un seuil de surface drainée (de l'ordre de 5000m²) a été observé, en dessous duquel les débits ne peuvent être expliqués par la seule surface drainée. Ce réseau concerne en réalité la plupart des tronçons amont des drains de versants du bassin. Dans ce réseau secondaire, les paramètres morphologiques étudiés ne peuvent expliquer les débits mesurés. Encore une fois, la complexité des processus de versants contrôlant les réponses hydrologiques de ce type de réseau sont sans doute responsables de la variabilité des réponses observées et de la complexité d'analyse de leurs réponses.

L'étude de la réactivité des différents drains suivis a permis de mettre en évidence :

- des temps de réponse particulièrement élevés au départ de l'ensemble des épisodes
- des changements brutaux dans les délais de réponse des bassins au sein des événements étudiés, traduisant des changements de fonctionnement liés à des effets de seuil

Les réactions, particulièrement lentes en début d'épisodes, deviennent, sur les événements les plus importants, quasi-instantanées une fois un seuil de précipitations dépassé.

En début d'événements, les bassins du Cartaou et du Valescure, particulièrement perméables, présentent des sols dont les capacités d'infiltration sont maximales. L'ensemble des versants du Cartaou réagit globalement dans les mêmes intervalles de temps que son exutoire et que celui du Valescure, avec des temps de réaction et de réponse très variables en fonction des averses et de leurs intensités. Le synchronisme des bassins du Cartaou et du Valescure peut être expliqué par une homogénéité de fonctionnement de ces bassins en début d'épisode. Une fois un seuil de précipitations dépassé, les fonctionnements de ces deux bassins diffèrent. Les versants du Cartaou réagissent quasi-instantanément, plus rapidement qu'à son exutoire, lui-même réagissant beaucoup plus rapidement que celui du Valescure, dont les temps de réponse et de réaction restent élevés. Après un fonctionnement quasi-synchrone, à partir d'un certain seuil de précipitations, les deux bassins ne réagissent plus dans des délais comparables. Une fois désynchronisés, le bassin le plus réduit (Cartaou) réagit beaucoup plus rapidement que le bassin le plus large (Valescure) (voir Partie 4 VI.4.3).

Le mécanisme avancé dans ce travail pour expliquer ce changement de fonctionnement, responsable de la désynchronisation du bassin du Cartaou par rapport à celui du Valescure, concerne l'état de saturation des sols et du substratum. A partir d'un certain seuil de précipitations, les sols, saturés, ne permettent plus l'infiltration de l'eau précipitée et génèrent par conséquent des ruissellements rapides de crue, expliquant la rapidité de réaction des différents réseaux. Deux mécanismes peuvent concourir à cette production d'écoulements de crue : le ruissellement sur surface saturée et le « fill and spill ».

Les précipitations tombant sur des sols saturés vont en effet directement ruisselées en surface.

De plus, si la microtopographie du substratum est remplie, les écoulements sub-surfaciques sont renforcés et peuvent participer à l'exfiltration rapide de volumes importants, donc à la rapidité des réactions des bassins aux précipitations.

Le bassin du Cartaou semble se saturer de manière beaucoup plus rapide que le Valescure, à partir d'un cumul plus faible des précipitations. Les variations spatio-temporelles de ces précipitations ainsi que celles de la perméabilité des sols, en surface comme en profondeur, jouent probablement un rôle prépondérant sur ces vitesses de saturation différenciée. Sur les événements observés, les

précipitations ne semblent pas avoir permis la saturation du bassin du Valescure. Ces observations viennent à nouveau confirmer l'intérêt de suivre particulièrement le rôle des sols sur ces bassins.

Le seuil de saturation des bassins, dont la valeur dépend de l'état hydrologique du bassin au début de l'évènement et de l'intensité des précipitations sur l'épisode, est atteint sur deux évènements étudiés (1^{er} novembre 2008 et 21 octobre 2009). Sur ces deux évènements, les réactions quasi-instantanées sont générées à partir d'environ 140mm de précipitations cumulées bien que les IPA au départ des évènements soient très différents (390mm contre 179mm). Ces observations semblent concorder avec celles réalisées par Gaume (2002) sur 5 évènements cévenols. Les délais de réponse dans cette étude se révèlent importants et concordent avec d'autres études sur les crues « éclair » en méditerranée ou aux Etats-Unis. L'auteur suggère que 150mm à 200mm sont retenus sur les bassins versants avant de participer aux écoulements de crue, renforçant l'hypothèse d'une production des ruissellements surfaciques par saturation des sols et d'une réponse non linéaire des bassins versants aux précipitations. L'étude de ce seuil de fonctionnement doit encore être poursuivie avec des évènements complémentaires afin de pouvoir réellement estimer ses variations à travers une plus grande quantité d'épisodes.

Le réseau de capteurs capacitifs a ainsi permis de confirmer la prédominance des écoulements hypodermiques sur les bassins étudiés et de mettre en évidence un fonctionnement par seuil de la réactivité des réseaux aux précipitations.

Sur les épisodes moins importants, les temps de réaction et de réponse observés dépendent des intensités pluviométriques des averses, de l'état hydrologique du bassin (étudié ici au travers des valeurs d'IPA et d'IAA) et de la longueur des périodes intermédiaires (sans précipitations). En effet, plus les intensités pluviométriques sont importantes, plus les temps de réaction et de réponse diminuent ; plus le bassin est saturé, plus les temps de réaction et de réponse diminuent et se synchronisent entre la station et les versants. Enfin, les sols se vidangent rapidement du fait de l'importance des pentes et des écoulements hypodermiques, les temps de réaction et de réponse augmentent avec la durée des périodes sans précipitations.

Sur ce bassin comme sur le Crébadès, l'ensemble des observations menées dans ce travail a permis de montrer l'intérêt de combiner les approches spatialisées pour l'étude des facteurs contrôlant les différentes réactions des bassins aux évènements atmosphériques.

Des hypothèses de fonctionnement ont été avancées grâce à l'étude des différentes données recueillies sous épisodes. Elles nécessitent maintenant d'être validées sur des évènements supplémentaires.

VIII.3.1.iii. Comparaison des bassins expérimentaux

Suite aux paragraphes précédents, les deux bassins expérimentaux du Crébadès et du Cartauou montre un grand nombre de similarités.

Tout d'abord, ces deux bassins présentent des écoulements hypodermiques prédominants, favorisés par l'importance des pentes et du couvert végétal. Les écoulements peuvent y être particulièrement rapides, grâce à l'importance et à la taille des macropores (notamment sur le Crébadès en raison de la fracturation des schistes), des pentes, et des possibilités de stockage et de transport des eaux dans les sols. Dans cette configuration, les pentes semblent jouer un rôle important sur la pérennité et la réactivité des écoulements ainsi que sur la localisation de leurs déclenchements. Les changements brutaux des pentes sont notamment responsables de l'exfiltration des eaux des sols.

Les vitesses de réaction, dépendantes de l'état hydrologique des bassins, sont liées au niveau de connexion des nappes de versants et de réseaux, à l'intensité des précipitations et à la durée des périodes de transition, les vitesses de ressuyage des sols jouant particulièrement sur la perte de réactivité des drains.

Toutes ces observations montrent les similarités de fonctionnement des deux bassins étudiés, malgré les différences géologiques et altitudinales ainsi que les positions différentes au sein du bassin du Gardon d'Anduze.

Des différences subsistent quant à leurs possibilités d'utilisation du réseau potentiel.

Les graphiques de la Figure 141 présentent les ruptures amont en fonction des surfaces drainées des différents drains de chacun des réseaux étudiés sur les deux bassins expérimentaux. Le réseau potentiel, le réseau de référence ainsi que le réseau en eau d'extension maximale sont représentés sur les graphiques suivants. Ils permettent d'étudier les caractéristiques des réseaux potentiels et réels, l'importance de la mise en eau des différents drains du réseau potentiel et les drains potentiellement mobilisables pour des événements futurs.

Pour mémoire, le réseau appelé « de référence » représente le réseau photo-interprété sur données LIDAR et est considéré comme étant le plus fidèle au véritable réseau potentiel. Le réseau appelé « potentiel » est celui extrait par l'algorithme NET.

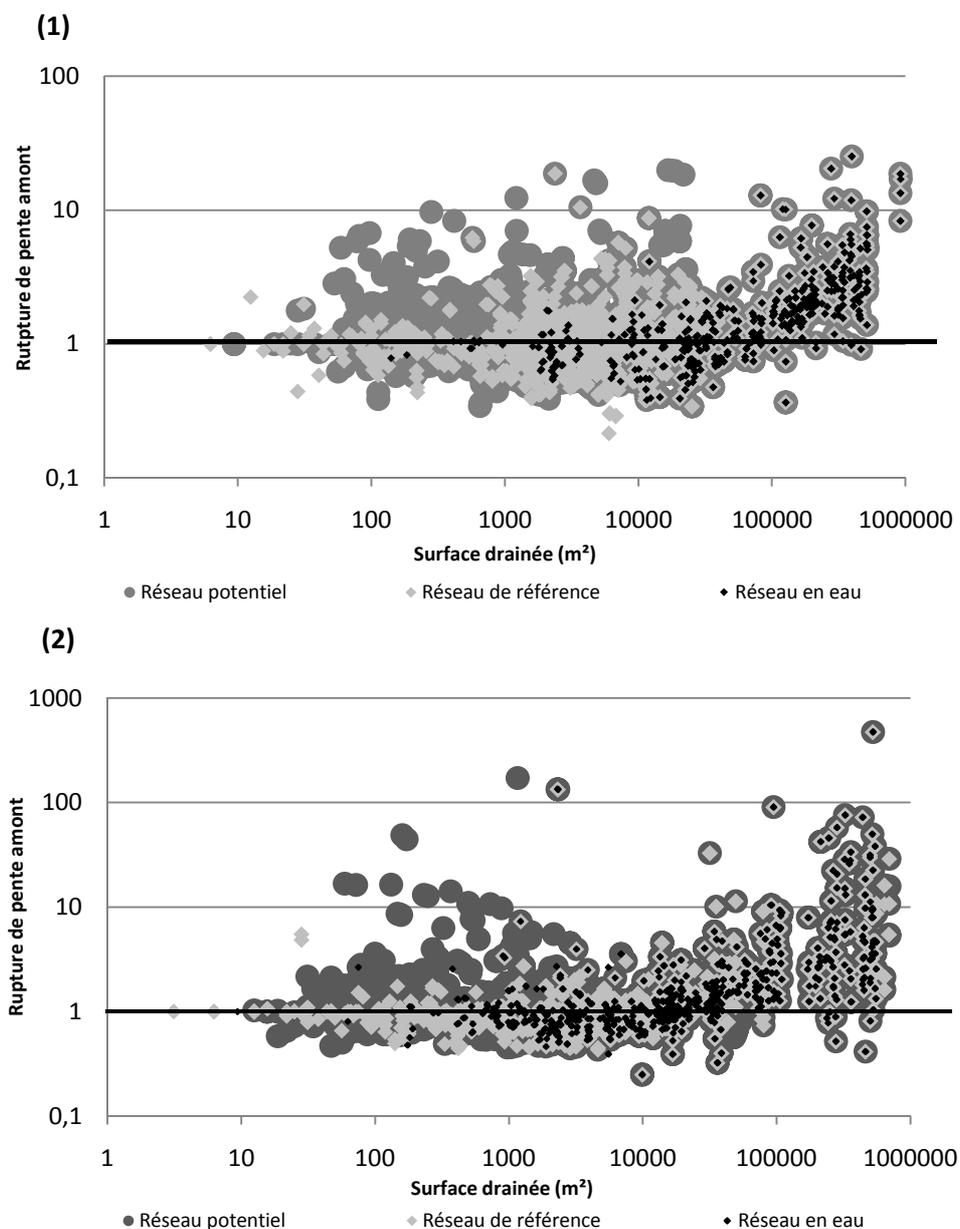


Figure 141: Rupture de pente amont en fonction de la surface drainée des réseaux du Crébadès (1) et du Cartaou (2)

Plusieurs commentaires ressortent de l'observation de ces graphiques.

Premièrement, les profils des réseaux de référence diffèrent entre les deux bassins.

Sur le bassin du Cartaou, les valeurs de rupture de pente amont sont d'autant plus variables que les surfaces drainées augmentent, avec des valeurs proches de 1 pour les tronçons drainant les surfaces les plus faibles. Sur le bassin du Crébadès, si les valeurs de rupture de pente amont sont particulièrement variables pour les plus importantes surfaces drainées, on observe un resserrement de leurs valeurs vers 70000m². Les tronçons drainant entre 1000m² et 70000m² observent également des valeurs de rupture de pente amont très variables tandis qu'aux surfaces drainées les plus faibles les valeurs se situent autour de 1. Les ruptures de pente amont sont donc globalement très variables sur l'ensemble de ce bassin.

Le réseau hydrographique potentiel du Cartaou présente des ruptures de pente qui évoluent progressivement de l'amont vers l'aval du bassin tandis que celles du Crébadès semblent moins organisées en fonction des surfaces drainées. La relative homogénéité morphologique des drains de versants du Cartaou, qui alimentent sur tout son long le thalweg principal du bassin, en comparaison de l'hétérogénéité de ceux du Crébadès qui alimentent de manière irrégulière son thalweg principal, pourrait expliquer ces différences de structuration des réseaux et des caractéristiques de pente du réseau potentiel.

En outre, les valeurs de rupture de pente sont plus élevées sur le bassin du Cartaou. Les valeurs les plus fortes concernent les drains les plus à l'aval du bassin et faisant partie du réseau principal. Ils créent des ruptures de pente importantes avec les versants alentours particulièrement pentus, et notamment sur les tronçons à proximité de l'exutoire. Cela montre l'importance des pentes des versants proches de l'exutoire, capables de participer rapidement aux écoulements de crue du bassin. L'importance des valeurs de rupture de pente sur ce bassin, et notamment pour les tronçons drainant d'importantes surfaces, indique un réseau principal clairement marqué, se différenciant des drains de versants par ses faibles pentes amont.

Les ruptures de pente du Crébadès, plus réduites et plus homogènes sur l'ensemble du bassin, indiquent à l'inverse une influence plus importante des versants sur le fonctionnement du bassin. Un réseau principal marqué par des pentes faibles en comparaison de celles des versants est en effet moins clairement identifié que sur le bassin du Cartaou. Il semble que les réseaux principal et secondaire de ce bassin soient plus homogènes et que la différenciation entre un drain principal et des drains de versants soit plus difficile à établir.

Ensuite, ces graphiques montrent les différences de sur-détection de l'algorithme NET entre les deux bassins.

Sur le bassin du Crébadès, les réseaux sur-détectés concernent invariablement des tronçons drainant de 50m² à 22000 m² et présentant des ruptures de pente comprises entre 1 et 18. Au contraire, les réseaux sur-détectés sur le bassin du Cartaou concernent des tronçons drainant de 30m² à 3200m² et présentant des ruptures de pente comprises entre 1 et 170.

Les sur-détections sur le bassin du Cartaou concernent donc essentiellement des drains de haut de versants, drainant de faibles superficies et présentant des valeurs de ruptures de pente particulièrement variables. Sur le Crébadès, ces sur-détections sont davantage réparties sur l'ensemble du bassin, sur les hauts de versants comme plus en aval. Le relief fortement accidenté de l'ensemble du bassin, et notamment des versants exposés au sud qui y sont fortement représentés (près de la moitié de sa superficie), est probablement responsable d'une plus grande répartition des erreurs de détection de l'algorithme NET. La complexité topographique des versants de ce bassin peut générer, à la création du MNT TIN, une multitude de thalwegs isolés. Suivant la méthodologie adoptée pour l'extraction du réseau hydrographique potentiel, ces thalwegs isolés, malgré l'élimination préalable des artefacts, augmentent la sur-détection des réseaux.

La méthodologie suivie est donc probablement plus adaptée sur le bassin du Cartaou qui présente des versants plus homogènes, structurés autour d'un drain principal marqué.

Mais ce qui est le plus frappant sur ces deux graphiques concerne les différences de mise en eau du réseau potentiel des deux bassins.

La quasi-totalité des drains du réseau potentiel du Cartaou a ainsi été observé en eau au cours de l'ensemble des épisodes observés. En effet, le graphique du bassin du Cartaou montre peu de drains du réseau potentiel de référence qui ne font pas partie des drains observés en eau. Les drains de ce réseau potentiel qui n'ont pas été observés en eau sont essentiellement des tronçons de hauts de versants drainants des superficies inférieures à 1000m². Ces drains sont situés à l'amont des réseaux de versants déjà observés en eau. Il semble donc que la seule extension possible du réseau en eau sur le Cartaou se fasse à l'amont des drains de versants déjà actifs.

Au contraire, sur le Crébadès, un grand nombre de drains du réseau potentiel n'ont pas été observés en eau. Ils drainent des superficies allant jusqu'à 20000m² et sont répartis sur l'ensemble des versants du bassin. Il semblerait que les possibilités d'extension du réseau en eau soient donc beaucoup plus importantes sur le bassin du Crébadès. De nouveaux drains hydrologiquement actifs peuvent ainsi se retrouver sur l'ensemble des versants du bassin.

Ces graphiques montrent donc les différences d'extension des réseaux en eau au sein du réseau potentiel des deux bassins. Le bassin du Crébadès montre un grand nombre de drains qui n'ont pas réagi sur la période d'observation mais qui peuvent potentiellement se mettre en eau lors de futurs événements, et ceci sur l'ensemble de ses versants. Au contraire, il semble que la quasi-totalité du réseau potentiel du bassin du Cartaou ait réagi sur la période d'étude. Au vue de la faiblesse des épisodes observés, il est possible que le réseau de référence ne représente pas la limite maximale de l'extension potentielle des réseaux en eau sur ce dernier bassin. Il se pourrait en effet que des écoulements surfaciques apparaissent en dehors de son réseau de thalwegs.

Certaines observations de terrain lors de l'épisode de l'automne 2006 indiquent que de véritables réseaux d'écoulements sont apparus sur les versants, en dehors du réseau de thalweg, sur des surfaces ne montrant aucune morphologie responsable de la convergence des écoulements. Ces ruissellements temporaires semblent être difficilement expliqués par des caractéristiques morphologiques mais bien par des paramètres gouvernants la production des débits au sein des versants. L'hypothèse envisagée est que la distribution des capacités d'infiltration des sols et de leur profondeur joue un rôle primordial dans la production des écoulements sur ces bassins. Elle pourrait notamment permettre d'étudier l'apparition de ces ruissellements surfaciques en dehors de tout réseau hydrographique.

Si les deux bassins expérimentaux présentent de fortes similarités de fonctionnement malgré des géologies et des caractéristiques topographiques différentes, il semble que les possibilités de mise en eau du réseau potentiel soit plus grandes sur le bassin du Crébadès. Le bassin du Cartaou semble quant à lui capable de générer des ruissellements de surface en dehors du réseau de thalweg des bassins. Cette capacité doit maintenant être étudiée au regard du rôle des sols dans la production des écoulements surfaciques.

Conclusion Générale

La présente étude propose une approche originale permettant de suivre et de mieux comprendre les dynamiques spatio-temporelles des réponses hydrologiques de petits bassins amont cévenols sous épisodes pluvieux. Par l'utilisation combinée d'indicateurs morphologiques spatialisés issus des nouvelles techniques spatiales et l'étude des variations spatio-temporelles des réponses hydrologiques provenant de mesures multilocales développées au sein des bassins expérimentaux, elle a permis d'analyser l'influence de la morphologie sur le fonctionnement hydrologique des bassins versants à partir de l'étude des relations statistiques entre des indicateurs morphologiques et les réponses hydrologiques observées.

Pourquoi étudier l'origine morphologique des réponses hydrologiques ?

Les caractéristiques morphologiques étudiées dans ce travail sont utilisées comme des indicateurs des réponses hydrologiques potentielles des bassins expérimentaux. Bien qu'ils soient influencés par l'évolution des reliefs liée notamment aux phénomènes érosifs, ces paramètres morphologiques sont relativement stables. Ils influent sur les vitesses de ruissellement, les potentialités d'exfiltration, ainsi que sur le déclenchement des écoulements et leur pérennité. Ils permettent donc de spatialiser les caractéristiques de bassin pouvant jouer un rôle dans les variabilités spatio-temporelles des réponses hydrologiques observées. A ce titre, ils sont de bons indicateurs des réponses hydrologiques potentielles des bassins. Ils peuvent donc aider à la prédiction des types de réponses hydrologiques générées par des pluies événementielles sur des bassins dont seules les caractéristiques morphologiques sont disponibles (sous la forme d'un MNT).

Cependant, la généralisation des mécanismes contrôlant les réponses hydrologiques des bassins reste difficilement réalisable. Essentiellement contrôlée par des mécanismes locaux de production des écoulements, les réponses hydrologiques des bassins doivent être étudiées au regard de paramètres complémentaires pouvant aider à la généralisation des processus. La présente étude met ainsi en avant le rôle potentiel des sols et de leurs caractéristiques sur la mise en eau, le maintien et la pérennité des écoulements au sein des réseaux.

La spatialisation des réponses hydrologiques et l'étude des paramètres morphologiques influants ont permis d'approcher certains processus responsables de la mise en eau des drains. Les types d'écoulements prédominants, les mécanismes les contrôlant, les seuils de fonctionnement influant sur la rapidité de réaction des réseaux et enfin les mécanismes d'initiation des ruissellements surfaciques ont pu être étudiés afin de proposer des hypothèses de fonctionnement pouvant expliquer ces observations. La caractérisation morphologique des réponses hydrologiques permet donc d'aborder les variations spatio-temporelles des mécanismes responsables des chemins de l'eau sur les bassins étudiés. Cependant, le nombre des épisodes observés restant limité, il importe de poursuivre les observations et de compléter les analyses menées jusqu'à présent afin de valider ou d'infirmer les hypothèses proposées dans ce travail.

Ce travail a notamment permis de confirmer certaines hypothèses concernant les fonctionnements prédominants des bassins étudiés et certains mécanismes contrôlant leurs réponses hydrologiques. C'est ainsi que l'influence majeure des surfaces drainées sur les débits mesurés a été mise en évidence sur des bassins dont les écoulements hypodermiques sont prédominants. Les pentes et leur évolution au sein des versants ainsi qu'à la connexion avec le réseau principal ont également montré leur influence sur le déclenchement et la rapidité des écoulements ainsi que sur la localisation des

drains principaux et secondaires. Cependant, de nombreuses observations sont encore à expliquer, notamment la valeur des débits au sein du réseau secondaire des bassins.

Cette étude a également mis en évidence le rôle de certaines caractéristiques morphologiques sur le déclenchement et le maintien des ruissellements surfaciques au sein des réseaux. La méthodologie utilisée sur des MNT aux résolutions suffisamment fines a notamment permis de localiser de manière précise l'ensemble des ruptures de pentes locales des bassins, permettant d'étudier leur rôle sur les fonctionnements hydrologiques sous épisodes comme en période intermédiaire. Cette caractéristique morphologique, peu étudiée dans la littérature, semble pourtant particulièrement pertinente dans l'étude des réponses hydrologiques des bassins étudiés, notamment lorsqu'ils sont influencés par la présence d'ouvrages d'origine anthropique.

Il semble donc que ce paramètre puisse être utile à l'étude des réponses hydrologiques des bassins. L'intégration de ce paramètre au sein des modèles hydrologiques pourrait notamment permettre de moduler la répartition spatiale des épaisseurs de sols, de spatialiser les lieux de production potentielle de ruissellements de surfaces et de localiser les zones les plus sensibles aux exfiltrations d'écoulements sub-surfaciques.

Les potentialités d'analyse morphologique de l'algorithme NET permettent ainsi d'étudier l'évolution combinée de plusieurs paramètres morphologiques sur l'ensemble des réponses hydrologiques suivies (pérennité des drains, localisation des départs des écoulements, débits). Il présente donc un riche potentiel d'analyse morphologique des bassins, original, permettant d'étudier les variations spatio-temporelles de leurs fonctionnements et les particularités hydrologiques observées à travers le suivi évènementiel de leurs dynamiques hydrologiques.

En outre, les capacités satellitaires de production de scènes 3D à très haute résolution permettent une caractérisation fine du relief, fournissant des données particulièrement intéressantes en hydrologie, notamment pour l'élaboration de modèles hydrologiques spatialisés. L'utilisation de tels produits peut donc permettre, à partir de méthodologies adaptées, d'affiner la compréhension et la modélisation des variations spatio-temporelles des processus hydrologiques responsables des dynamiques hydrologiques observées sur les bassins versants expérimentaux.

Les limites de l'étude

La limite majeure de cette étude réside dans le nombre des épisodes de crue observés et dans la difficulté à les observer. Dépendantes des conditions météorologiques et de leurs prévisions, ces types d'études sont en effet limités aux observations réalisées pendant la durée du travail, et par les possibilités de suivi des bassins expérimentaux. Si les bassins étudiés sont aujourd'hui bien connus et les observations facilitées par la répétition des campagnes menées, il reste que le nombre et l'importance des évènements observés ne permet pas de caractériser la réaction des bassins à des épisodes extrêmes. Il serait donc utile de continuer l'approche développée pour les évènements futurs afin de détecter des fonctionnements aux limites en réponse à des conditions atmosphériques exceptionnelles.

De même, un des éléments essentiels pouvant potentiellement contrôler la réponse des bassins étudiés n'a pas été spécifiquement étudié dans ce travail : les sols. Leurs natures, leurs capacités d'infiltration, leurs profondeurs et leurs répartitions ont effectivement une influence probablement significative sur des bassins dont les écoulements dominants se déroulent en sub-surface. Un dispositif de suivi en continu des teneurs en eau des sols des versants est actuellement en place sur le bassin du Cartaou. Il pourrait être intéressant de développer davantage ce type de suivi sur un plus grand nombre de versants aux réactions particulières et variées. L'intégration de ce type de données pourrait ainsi compléter les analyses et permettre une compréhension affinée des mécanismes de mise en eau des drains.

Enfin, cette étude présente les limites méthodologiques liées à celles de la spatialisation des observations hydrologiques d'une part (voir VIII.2.2) et à la caractérisation du réseau potentiel d'autre part (voir VIII.1.2). Il s'agit essentiellement des erreurs liées à l'extraction du réseau potentiel et à la spatialisation précise des mesures et observations sur le terrain. Cependant, le réseau potentiel extrait est suffisamment conforme au réseau de référence pour permettre l'étude de l'origine morphologique des dynamiques hydrologiques observées.

Perspectives envisagées

Plusieurs pistes de recherche peuvent être envisagées en vue de compléter et poursuivre ce travail.

Tout d'abord, il s'agit d'enrichir la base de données événementielle sur les réponses hydrologiques des bassins en complétant les observations par le suivi de nouveaux évènements, avec un réseau de capteurs plus développé et prenant en compte l'évolution des teneurs en eau des sols. Ensuite, des mesures systématiques de la vitesse des écoulements doivent être envisagées afin de fournir des valeurs spatialisées de ce paramètre, particulièrement utile à la modélisation hydrologique des bassins. L'étude des différentes vitesses mesurées et de leurs origines morphologiques permettrait ainsi de mettre en place un schéma de fonctionnement des mécanismes de transfert des eaux au sein des réseaux.

L'ensemble de ces améliorations pourrait permettre l'établissement d'un modèle hydrologique simple, basé sur la morphologie des bassins. Une modélisation de type hydrogramme unitaire à base géomorphologique (Gupta *et al.*, 1980 : Geomorphologic Instantaneous Unit Hydrograph : GIUH) peut ainsi être envisagée. Basé sur les lois d'ordonnement des réseaux de Horton, ou sur la fonction largeur (width function : Moussa, 2009), ce type de modélisation permet de modéliser les débits d'un bassin à partir de caractéristiques simples tirées de l'analyse des réseaux. Une modélisation de ce type, où les réseaux sont des indicateurs des réponses hydrologiques observées, semble être une première étape permettant d'aborder la modélisation hydrologique des bassins expérimentaux. L'étude des sols et de leur rôle sur la production des écoulements pourrait permettre ensuite de paramétrer les fonctions de production de ce type de modèle.

Grâce à la méthodologie adoptée, les mécanismes de mise en eau des drains ont été approchés par des paramètres simples liés à la morphologie. La présente étude permet en outre de décrire l'ensemble des paramètres essentiels utilisés par les fonctions de transfert des écoulements des modèles hydrologiques. En proposant des hypothèses de fonctionnement des bassins et en caractérisant leurs réseaux, ce travail représente donc une première étape essentielle à l'élaboration d'un modèle hydrologique. En abordant les principaux mécanismes contrôlant les chemins de l'eau et ses vitesses de déplacement au sein des différents compartiments d'un bassin, elle permet l'établissement de premiers modèles simples qui pourront être complétés par la suite grâce à l'amélioration des connaissances apportée par l'étude d'évènements complémentaires.

A terme, ces types de modèles, s'ils s'avèrent intéressants à utiliser pour les bassins étudiés, pourront permettre d'étudier les possibilités de généralisation à l'ensemble du Gardon d'Anduze. Les grandes similarités de fonctionnement des deux bassins expérimentaux étudiés, pourtant localisés sur des socles géologiques différents et positionnés de manière différente au sein du Gardon d'Anduze, poussent en effet à étudier les possibilités de généralisation des hypothèses de fonctionnement proposées sur les bassins expérimentaux. En outre, l'étude de l'influence des réseaux utilisés par les modèles, en fonction de la résolution des MNT sources et/ou des méthodes d'extraction, sur la qualité des modélisations d'évènements suivis, pourrait permettre d'étudier dans un premier temps les possibilités de généralisation de la méthodologie d'extraction des réseaux hydrographique sur l'ensemble du bassin du Gardon d'Anduze. Cette étude pourrait notamment permettre de caractériser l'extension de réseau potentiel utile à l'amélioration des prévisions hydrologiques en fonction de l'importance des épisodes à modéliser.

En s'inspirant du principe du « rapid assessment », méthodologie permettant de modéliser rapidement un phénomène à partir d'indicateurs (« surrogates ») et non à partir de son étude directe (Metzeling *et al.*, 2003 ; Oliver et Beattie, 1996), cette étude est une première étape au développement futur de modèles hydrologiques spatialisés basés sur des indicateurs des réponses hydrologiques potentielles : les caractéristiques morphologiques des bassins et de leurs réseaux.

Bibliographie

Abdul A.S., Gillham R.W. 1984. Laboratory studies of the effects of the capillary fringe on streamflow generation. *Water Resources Research*. Vol 20 n°6 : 691-698.

Abdul A.S., Gillham R.W. 1989. Field studies of the effects of the capillary fringe on stream flow generation. *Journal of Hydrology*. Vol 112 : 1-18.

Abednego S. 1989. Apports de la télédétection à la conception de modèles de simulation en hydrologie. Thèse n°806, Ecole polytechnique fédérale de Lausanne, Suisse : 180p.

Ai T. 2007. The drainage network extraction from contour lines for contour lines generalization. *Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*. Vol 62 n°62 : 93-103.

Allder W.R., Caruso V.M., Pearsall R.A., Troup M.I. 1982. An overview of digital elevation model production at the United States Geological Survey. *Proceedings of Auto-Carto 5. ASPRS-ACSM* : 23-32.

Ambroise B. 1998. Genèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré: Processus et facteurs. *Revue des sciences de l'eau*. Vol 4. : 475-495.

Anderson M.G et Burt T.P. 1990. *Process studies in Hillslope Hydrology*. Wiley : 365-400 Chichester, UK.

Andre H. 1976. *Hydrométrie pratique des cours d'eau*. Eyrolles (Ed), Paris.

Antoine J-M., Desailly B., Gazelle F. 2001. Les crues meurtrières, du Roussillon aux Cévennes. *Annales de Géographie*. Vol 622 : 18p.

Ayral P.A. 2005. Contribution à la spatialisation du modèle opérationnel de prévision des crues éclair ALHTAÏR. Approches spatiale & expérimentale. Application au bassin versant du Gardon d'Anduze. Thèse de l'université de provence Aix-Marseille : 311p.

Baghdadi N. 2009. Caractérisation des états de surface à partir de données satellitaires haute résolution spatiale. Document TETIS.

Baret F. 1986. Contribution au suivi radiométrique de cultures de céréales. Thèse de Doctorat, université Paris XI Orsay : 182p.

Barreau G. 2000. Apport de l'altimétrie par laser aéroporté à la cartographie des estrans. Rapport de DESS. Université Louis Pasteur, Strasbourg. : 67p.

Bathurst J.C. 1994. Simulating impacts of vegetation loss using the Shetran water flow and sediment transport modelling system. Detailed report of contractor for second interim report, Projet européen DM2E n° EV5V CT91 0039 : 7 p.

Beaumont C., Fullsack P., Hamilton J. 1992. Erosional control of active compressional orogens. *Thrust Tectonics* : 1-18 K. McClay (ed).

Bégué A., Mauries F., Laine G. 1996. Evaluation de la bande moyenne infrarouge de SPOT pour la cartographie des grandes formations végétales de l'ouest du Burkina Faso - Etude par simulation d'un modèle de transfert radiatif 3D. Document CIRAD-CA : 32p.

Betson R.P. 1964. What is watershed run-off? Journal of Geophysical Research. Vol 69. n°8 : 1541-1552.

Beven K.J et Kirkby M.J. 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. Hydrological Sciences Bulletin. Vol 24 n°1 : 43-69.

Beven K.J. 1989. Changing ideas in hydrology: the case of physically based models. Journal of Hydrology. Vol 72. : 105-157.

Beven K.J.; Lamb R.; Quinn P.; Romanowicz R.; Freer J. 1995. TOPMODEL. Computer models of watershed hydrology. : 627-668 Singh, V. P.

Beven K.J. 1997. TOPMODEL: a critique. Hydrological processes. Vol 11 n°9 : 1069-1086.

Beven, K. J. 2001. Dalton Medal Lecture: How far can we go in distributed hydrological modelling? Hydrology and Earth System Science. Vol 5 n°1 : 1-12p.

Bhadra A., Panigrahy N., Singh R., Raghuwanshi N.S., Mal B.C., M.P. Tripathi. 2008. Development of a geomorphological instantaneous unit hydrograph model for scantily gauged watersheds. Environmental Modelling & Software. Vol. 23 n°8 : 1013-1025.

Blöschl G., Zehe E. 2005. On hydrological predictability. Hydrological Processes. Vol 19 n°19 : 3923-3929.

Braud I., Roux H., Anquetin S., Maubourguet M-M., Manus C., Viallet P., Dartus D. 2010. The use of distributed hydrological models for the Gard 2002 flash flood event: Analysis of associated hydrological processes. Journal of Hydrology. Vol 394 n°1-2 : 162-181.

Biftu G.F., Gan T.Y. 2000. Assessment of evapotranspiration models applied to a watershed of Canadian Prairies with mixed land-uses. Hydrological Processes. Vol 14 n°7 : 1305-1325.

Bocher E. 2004. Impact des activités humaines sur le parcours des écoulements de surface dans un bassin versant bocager: essai de modélisation spatiale. Thèse de l'université Rennes 2. : 340p.

Boissard P. 1992. estimation des variables agronomiques à partir de grandeurs mesurées par télédétection. Cours ENGREF : 19p.

Bondelid T. R., McCuen R. H., Jackson T. J. 1982. Sensitivity of SCS Models to Curve Number Variation. Journal of the American Water Resources Association. Vol. 18 : 111-116.

Bonnell M. 1993. Progress in the understanding of runoff generation dynamics in forests. Journal of Hydrology. Vol 150. : 217-275.

Borkowski A., Meier S. 1994. A procedure for estimating the grid cell size of digital terrain models derived from topographic maps. Geo-Information-System. Vol 7 n°1 : 2-5.

Bouvier C., Marchandise A., Lequien A., Brunet P., Crespy A. 2004. Distributed Rainfall/Runoff Modelling Of September 2002 Flood In 2 Southern France River Basins. Conférence BALWOIS: 12.

Bruand A., Coquet Y. 2005. Les sols et le cycle de l'eau Science du Sol et Environnement (2005) 345-363.

Brutsaert W.H. 1982. Evaporation into the atmosphere - Theory, History and Applications. Reidel Publication Compilation : 299p. Dordrecht (NL).

Caloz R. et Puech C. 1996. Hydrologie et imagerie satellitaire. Précis de Télédétection. Vol. 2. UREF/AUPELF ed.

CCRS: Canadian Centre for Remote Sensing. www.ccrs.nrcan.gc.ca

Cappus P. 1960. Etude des lois de l'écoulement. Application au calcul et à la prévision des débits. La Houille Blanche. N°A : 493-520.

Castex J.M., Martin C., Allignol F. 2006. Les aménagements anciens dans la Vallée Obscure et le vallon du Rouquet. Les systèmes de terrasses cévenoles. Exemples de la vallée obscure et du vallon du Rouquet. Supplément au n°33 des Etudes de Géographie Physique : 119-133.

Carroll R. 1983. Automated gully delineation using digital elevation data. ACSM-ASP 49th Annual Meeting, Technical Papers Washington DC. : 144-151.

Catsaros N., Mita C., Deligiannis P., Varvayanni M., Statharas J.C., Bartzis J.G. 1997. Accurate determination of overland flow trajectories in simulated watersheds of complex topography. Radiation Protection Dosimetry. Vol 73 n°1-4 : 163-166.

Cerdan O., Desprats J-F., Baran N., King C., Ayrat P.A., Petelet E. 2005. Appui aux actions du SCHAPI - Gardon d'anduze, Avène, Touch- Rapport annuel 2005. : 118p.

Charleux-Demargne J. 2001. Qualité des modèles numériques de terrain pour l'hydrologie. Application à la caractérisation du régime des crues des bassins versants. Thèse de l'université de Marne la Vallée. : 275p.

Che X. 2005. Extraction et reconstruction du réseau hydrographique à partir du modèle numérique de terrain. Thèse de l'université de la Méditerranée Aix-Marseille II : 129p.

Chen J. M., Govind A., Sonnentag O., Zhang Y., Barr A., Amiro B. Leaf area index measurements at Fluxnet-Canada forest sites. Agricultural and Forest Meteorology. Vol. 140 n°1-4 : 257-268.

Chevallier P. 1983. L'indice des précipitations antérieures. Evaluation de l'humectation des sols des bassins versants représentatifs. Cahier de l'ORSTOM, série Hydrologie. Vol. 20, n° 3-4.

Cognard A-L., Loumagne C., Normand M., Olivier P., Otlé C., Vidal-Madjar D. 1995. Evaluation of the ERS 1/Synthetic Aperture Radar Capacity to estimate Surface Soil Moisture: Two-Year Results Over the Naizin Watershed. Water Resources Research. Vol. 31, n°4 : 975-982.

Collischonn W., Buarque D.C., Da Paz A.R., Bulhões Mendes C.A., Fan F.M. 2010. Impact of pit removal methods on DEM derived drainage lines in flat regions. AWRA Spring Specialty Conference. Orlando, FL : 6p.

Cosandey C. 1994. Fonctionnement hydrologique de bassins versants élémentaires, et genèse des crues en montagne méditerranéenne. Potamologie d'hier et d'aujourd'hui. Centenaire de M. Pardé. Dossier de la Revue de Géographie Alpine.

- Cosandey C. et Robinson M. 2000. Hydrologie continentale. : 360 p. Armand COLIN (ed).
- Costa-Cabral M.C. et Burges S.J. 1994. Digital elevation model networks (DEMON): a model of flow over hillslopes for computation of contributing and dispersal areas. *Water Resources Research*. Vol 30 n°6 : 1681-1692.
- Crouzet E., Hubert P., Olive P., Siwertz E. 1970. Le tritium dans les mesures d'hydrologie de surface. Détermination expérimentale du coefficient de ruissellement. *Journal of Hydrology*. Vol 11 n°3 : 217-229.
- Cudennec C., Sarraza M., Nasri S. 2004. Modélisation robuste de l'impact agrégé de retenues collinaires sur l'hydrologie de surface. *Revue des sciences de l'eau* : 181-194.
- Curie F. 2006. Rétention de nitrates dans les zones humides riveraines : Rôle des facteurs hydrologiques, géomorphologiques et biogéochimiques. Approche multi échelle dans le bassin de la Seine. Thèse de l'université de Paris VI. : 227p.
- Dar I.A., Sankar K., Dar M.A. 2010. Remote sensing technology and geographic information system modeling: An integrated approach towards the mapping of groundwater potential zones in Hardrock terrain, Mamundiyyar basin. *Journal of Hydrology*. Vol 394 n°3-4 : 285-295.
- Dauge Y. 1999. Les politiques de prévention des inondations, Rapport au Premier Ministre, République Française, Paris : 56 p.
- De Floriani L., Falcidieno B., Nagy G., Pienovi C. 1984. A hierarchical structure for surface approximation. *Computers & Graphics*. Vol 8 n°2 : 183-193.
- De Marsily G. 1986. Quantitative hydrogeology. Academic Press, Inc., Orlando, FL : 464p.
- De Vries H., Becker T., Eckhardt. 1994. Power law distribution of discharge in ideal networks. *Water Resources Research*. Vol 30 n°12 : 3541-3543.
- Di Lazzaro M. 2008. Correlation between channel and hillslope lengths and its effects on the hydrologic response. *Journal of Hydrology*. Vol 362 : 260-273.
- Dietrich W.E., Wilson C. J., Montgomery D.R., Mc Kean J. 1993. Analysis of erosion thresholds, channel networks and landscape morphology using a digital terrain model. *Journal of Geology*. Vol 101 : 259-278.
- Dietrich W.E., Wilson C. J., Montgomery D.R., Mc Kean J., Bauer R. 1992. Erosion thresholds and land surface morphology. *Geology*. Vol 20 : 675-679.
- DIREN Languedoc-Roussillon Rapports sur les Gardon. Analyse des crues des 8-9 septembre 2002.
- Diskin M. H. et Nazimov N. 1995. Linear reservoir with feedback regulated inlet as a model for the infiltration process. *Journal of Hydrology*. Vol 172 n°1-4 : 313-330.
- Douglas D.H. 1986. Experiments to locate ridges and channels to create a new type of digital elevation model. *Cartographica*. Vol 23 : 29-61.

- Dubayah R.O., Wood E.F., Engman E.T., Czajkowski K.P, Zion M., Rhoads J. 1999 Remote sensing in hydrological modeling. *Remote Sensing in Hydrology and Water Management* Gert A. Schultz and Engman E.T. (eds).
- Dunne T. 1978. Field studies of hillslope flow processes. *Hillslope Hydrology* : 227-293 Kirkby M.J. (Ed).
- Dunne T. 1983. Relation of field studies and modeling in the prediction of storm runoff. *Journal of Hydrology*. Vol. 65 n°1-3 : 25-48.
- Dunne T., Black R.D. 1970. Partial Area Contributions to Storm Runoff in a Small New England Watershed. *Water Resources Research*. Vol 6 : 1296-1311.
- Dupont S., Demargne L., and Durand P. 1998. Production of digital elevation models by radargrammetry using RADARSAT SAR data. In *Proceedings of the RADARSAT ADRO Symposium, 13–15 October 1998, Montréal, Quebec*.
- Durrieu S. 1994. Utilisation de la télédétection satellitaire pour la mise à jour de la carte des types de peuplement de l'Inventaire Forestier National : Application à une région forestière diversifiée de moyenne montagne. Thèse de l'ENGREF : 188p.
- Eagleson P.S. 1970. *Dynamic hydrology, first edition*. : 448p. Mc Graw-Hill, New-York.
- Endreny T.A., Wood E.F. 2003. Watershed weighting of export coefficients to map critical phosphorous loading areas. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*. Vol 39 n°1 : 165-181.
- Evans I.S. 1980. An integrated system of terrain analysis and slope mapping. *Z. Geomorphol. Suppl.* Vol 36 : 274-295.
- Fairfield J., Leymarie P. 1991. Drainage networks from grid digital elevation model. *Water Resources Research*. Vol. 27 n°5 : 709-717.
- FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nation). 1977. *Aménagement des bassins versants. Cahier FAO conservation 1*.
- Flouzat G., Puech C., Dartus D. 2003. Les observations par satellite, pour le suivi et l'analyse du fonctionnement des hydro-systèmes. *Bulletin de la Société Française de Photogrammétrie et Télédétection*. Vol. 172 n°4 : 3-10.
- Follain S., Minasny B., McBratney A.B., Walter C. 2006. Simulation of soil thickness evolution in a complex agricultural landscape at fine spatial and temporal scales. *Geoderma*. Vol 133 n°1-2 : 71-86.
- Fortin J.P., Moussa R., Bocquillon C., Villeneuve J. P. 1995. Hydrotel, un modèle hydrologique distribué pouvant bénéficier des données fournies par la télédétection et les systèmes d'information géographique. *Revue des sciences de l'eau*. Vol 8 n°1 : 97-124.
- Freeman T.G. 1991. Calculating catchment area with divergent flow based on a regular grid. *Computer and Geosciences*. Vol 17 n°3 : 413-422.
- Freeze R.A. 1974. Streamflow generation. *Rev.Geophys*. Vol 12 n°4 : 627-647.

- Freeze R.A., Cherry J.A. 1979. Groundwater, first edition. Prentice-Hall, NJ. : 604p.
- Gandoy-Bernasconi W. et Palacios-Velez O. 1990. Automatic cascade numbering of unit elements in distributed hydrological models. *Journal of Hydrology*. Vol 112 : 375-393 .
- Gard, Préfecture. 2006. Service de prévision des crues du Grand Delta - Règlement de surveillance de prévision et de transmission de l'information sur les crues - 39.
- Gates D.M. 1980. Biophysical ecology. New-York, Springer : 611p.
- Gaume E. 2002. Element d'analyse des crues éclair Thèse de l'ENGREF : 359p.
- Gautam B. R., Tokola T., Hamalainen J., Gunia M., Peuhkurinen J., Parviainen H., Leppanen V., Kauranne T., Havia J., Norjamaki I., Sah B.P. 2010. Integration of airborne LiDAR, satellite imagery, and field measurements using a two-phase sampling method for forest biomass estimation in tropical forests. International Symposium on "Benefiting from Earth Observation", 4-6 October 2010, Kathmandu, Nepal.
- Germann P.F. 1990. Macropores and hydrologic hillslope processes. *Process Studies in Hillslope Hydrology* :327-363 Chichester, Burt T.P. (ed).
- Ghesquiere J. 2004. Bilan des essais des capteurs limnimétriques capacitifs IMFT-Ayroles, rapport technique interne, projet « drains élémentaires » RT-CNES, 65 p.
- Gilbert G.K. 1909. The convexity of hilltops. *Journal of Geology*. Vol 17 : 344-350.
- Gilham R.W. 1984. The capillarity fringe and its effect on water-table response. *Journal of Hydrology*. Vol 67 : 307-324.
- Gineste P. 1998. Contribution de l'imagerie satellitale radar ERS à la détection des zones saturées et à la modélisation hydrologique d'un petit bassin versant agricole par TOPMODEL. Thèse de l'ENGREF : 230p.
- Goel N.S. 1988. Models of vegetation canopy reflectance and their use in estimation of biophysical parameters from reflectance data *Remote Sensing Reviews*. Vol 4 n°1 : 1 - 212.
- Gomez D., Guzman A. 1979. Digital model for three-dimensional surface representation. *Geo-processing*. Vol 1 : 53-70.
- Goodrich D.C., Woolhiser D.A., Keefer T.O. 1991. Kinematic routing using finite elements on a triangular irregular network. *Water Resources Research*. Vol 27 n°6 : 995-1003.
- Graham, C.B., McDonnell, J.J., 2010a. estimating the deep seepage component of the hillslope and catchment water balance within a measurement uncertainty framework. *Hydrological Processes*. Vol 24 : 3631–3647.
- Grésillon J.M. 1994. Contribution à l'étude de la formation des écoulements de crue sur les petits bassins versants. Diplôme d'Habilitation à Diriger des Recherches. Université Joseph Fourier, Grenoble I.
- Greysukh V.L. 1967. The possibility of studying landforms by means of digital computers *Soviet Geography, Review and Translation* : 137–149.

- Gupta V.K.; Waymire E.; Wang C.T. 1980. A representation of an instantaneous unit hydrograph from geomorphology Water Resources Research. Vol 16 n°5 : 855-862.
- Hammond E.H. 1965. What is a landform? Some further comments. The Professional Geographer. Vol 17 n°3 : 12-13.
- Hengl T. et Evans I.S. 2009. Mathematical and digital models of the land surface. Developments in Soil Science. Vol 33 : 31-63.
- Hengle T. 2006. Finding the right pixel size. Computers and Geosciences. Vol 32 n°9 : 1283-1298.
- Hewlett J.D. 1961. Watershed Management. USDA Forest Service, Asheville. Annual report 1961. : 61-66.
- Hewlett J.D. et Hibbert A.R. 1963. Moisture and energy conditions within a sloping soil mass during drainage. Journal of Geophysical Research. Vol 68 : 1080-1087.
- Hewlett J.D. et Hibbert A.R. 1967. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. Internation Symposium on Forest Hydrology, New York, Pergamon : 275-290 Soper W.E. et Lull H.W. (eds).
- Hillel D., De Backer L.W. 1988. L'eau et le sol: principes et processus physiques. Collection Pedasup n°5.
- Holmgren P. 1994. Multiple flow direction algorithms for runoff modeling in grid based elevation models - an empirical-evaluation. Hydrological Processes. Vol 8 n°4 : 327-334.
- Hooper R.P. 2001. Applying the scientific method to small catchment studies: a review of the Panola Mountain experience. Hydrological Processes. Special Issue: Hydrology and Biogeochemistry of Forested Catchments. Vol 15 n°10 : 2039-2050.
- Horton J.H. et Hawkins R.H. 1965. Flow path of rain from the soil surface to the water table. Soil Science. Vol 100 n°6 : 377-383.
- Horton R.E. 1933. The role of infiltration in the hydrologic cycle. Trans. Amer.Geophys.Union. Vol 14 : 446-460.
- Howard A.D. 1994. A detachment-limited model of drainage basin evolution. Water Resources Research. Vol 30 n°7 : 2261-2285.
- Hubert, P. 1989. La séparation de l'hydrogramme. Apport des méthodes isotopiques. Hydrogéologie. Vol 3 : 143-150.
- Huet P., Martin X., Prime J-L., Foin P., Laurain C., Cannard P. 2003. Retour d'expérience des crues de septembre 2002 dans les départements du Gard, de l'Hérault, du Vaucluse, des Bouches du Rhône, de l'Ardèche et de la Drome, Rapport de l'Inspection Générale de l'Environnement, Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable, République Française, Paris: 133p.
- Huete A.R. 1988. A soil-adjusted vegetation index (SAVI) Remote Sensing of Environment. Vol.25 n°3 : 295-309.
- Hursh C.R. 1936. Storm-water and absorption. Trans. Amer.Geophys.Union. Vol 17 : 301-302.

Hursh C.R., Brater E.F. 1941. Separating storm hydrographs from small drainage areas into surface and subsurface flow. *Trans. Amer.Geophys.Union*. Vol 22 : 863-870.

IAHS-UNESCO-WMO. 1974. Flash floods. Proceedings of the Paris symposium, September 1974, Publication 112.

IFREMER. Dossier LIDAR et Littoral. 2007.

ILEE (Institut Languedocien de recherche sur l'Eau et l'Environnement). 2006. Caractérisation multi-échelles des transferts hydriques sur un bassin méditerranéen. Application à la prévision des crues éclair. n°7.

Iorgulescu I. et Musy A. 1997. Generalization of TOPMODEL for a power law transmissivity profile. *Hydrological processes*. Vol 11 n°9 : 1353-1355.

Jackson R.D., Reginato R.J., Idso S.B. 1977. Wheat canopy temperature: A practical tool for evaluating water requirements. *Water Resources*. Vol 13 : 651-656.

Jackson T.J., Le Vine D.M., Swift C.T., Schugge T.J., Schiebe F.R. 1995. Large area mapping of soil moisture using the ESTAR passive microwave radiometer in Washita'92. *Remote Sens. Environ*. Vol 53 :27-37.

Jackson T.J., Ragan R.M., Subinski R.P. 1976. Flood frequency studies on ungauged urban watersheds using remotely sensed data. *Kentucky University Office, Res. Eng. Serv. Bull.* : 31-39.

Jacob F. 1999. Utilisation de la télédétection courtes longueurs d'ondes et infrarouge thermique à haute résolution spatiale pour l'estimation des flux d'énergie à l'échelle de la parcelle agricole. Thèse de l'Université de Toulouse III. : 268p.

Jenson S.K. 1985. Automated derivation of hydrologic basin characteristics from digital elevation model data. In *Proceedings of the Auto-Carto 7, International Symposium on Computer-Assisted Cartography* : 301-310 U.S. Geological Survey, Washington, DC.

Jenson S.K. et Domingue J.O. 1988. Extracting topographic structure from digital elevation model data for geographic information system analysis. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*. Vol 54 : 1593-1600.

Joerin, C. 2005. De l'acquisition à l'intégration de la mesure dans une banque de données. Office fédérale des eaux et de la géologie, Bern.

Johnston E.G., Rosenfeld A. 1975. Digital detection of pits, peaks, ridges and ravines. *IEEE Trans. Syst. Man. Cybern.*, SMC. Vol 5 : 472-480.

Jones N.L., Wright S.G., Maidment D.R. 1990. Watershed delineation with triangle-based terrain models. *Journal of Hydraulic Engineering*. Vol 116 n°10 : 1232-1251.

Kabar B. 2009. Développement d'une méthodologie de traitement d'images pour le suivi des zones débroussaillées de Défense des Forêts contre les Incendies. Mémoire de Master II professionnel. Université Paul Sabatier Toulouse III.

Kasser M., Egels Y. 2001. Photogrammétrie numérique. IGN. Collection ENSG. Lavoisier (ed). : 379p.

- Khreim J-F. 1995. Caractérisation et suivi par télédétection spatiale de la végétation et de l'occupation des terres en région méditerranéenne. Possibilités et limites à travers le cas de la Syrie maritime. Université d'Aix-Marseille 3, Aix-en-Provence. : 325 p.
- Kienzle S. 2004. The effect of DEM raster resolution on first order, second order and compound terrain derivatives. *Transactions in GIS*. Vol 8 n°1 : 83-111.
- Kirchner J.W., 2006. Getting the right answer for the right reasons: linking measurements, analyses, and models to advance the science of hydrology. *Water Resources Research*. Vol 42 : 5p.
- Kirkby M.J. 1969. Infiltration, throughflow and overland flow. *Water, Earth and Man*. : 215-228. Chorley R.J. (ed).
- Kirkby M.J. 1978. *Hillslope hydrology*. Wiley. : 389p.
- Kirkby M.J. 1980. The stream head as a significant geomorphic threshold. *Thresholds in Geomorphology*. pp. 53–73 Coates D. R. and Vitek J. D., Winchester.
- Kirkby M.J. 1985. *Hillslope hydrology*. *Hydrological Forecasting*. : 37-75 . M.G. Anderson, T.P. Brt (ed).
- Kirkby M.J. et Chorley R.J. 1967. Throughflow, overland flow, and erosion. *Bulletin of the International Association of Scientific Hydrology*. Vol 12 : 5-12.
- Kirkby M.J., Bracken L., Reaney S. 2002. The influence of land use, soils and topography on the delivery of hillslope runoff to channels in SE Spain *Earth Surface Processes and Landforms*. Vol 27 n°13 : 1459-1473.
- Kirkby, M. 1988. Hillslope runoff processes and models. *Journal of Hydrology*. Vol 100 : 315-339.
- Kite G. W. et Droogers P. 2000. Comparing evapotranspiration estimates from satellites, hydrological models and field data. *Journal of Hydrology*. Vol 229 n°1-2 : 3-18.
- Kite G. W. et Spence C.D. 1994. Land cover, NDVI, LAI and evapotranspiration in hydrological modelling. Application of remote sensing in hydrology. *Proceedings of the Second International Workshop*. NHRI, Saskatoon.
- Kite, G. W. 1995. The SLURP model. *Computer models of watershed hydrology*. : 521-562 Singh, V. P. (ed).
- Kouwen N. et Soulis E.D. 1993. Scaling radar using streamflow data. *International Conference on Radar Meteorology*, American Meteorological Society, Boston, MA 785-787.
- Kumar R., Chatterjee C., Singh R.D., Lohani A.K., Kumar S. 2007. Runoff estimation for an ungauged catchment using geomorphological instantaneous unit hydrograph (GIUH) models. *Hydrological Processes*. Vol 21 : 1829-1840.
- Kuo W.L., Steenhuis T.S., McCulloch C.E., Mohler C.L., Weinstein D.A., DeGloria S.D., Swaney D.P. 1999. Effect of grid size on runoff and soil moisture for a variable-source-area hydrology model. *Water Resources Research*. Vol 35 n°11 : 3419-3428.

Lam C.S. 2004. Comparison of flow routing algorithms used in geographic information systems. Thèse de l'University of Southern California : 97p.

Laurent Bonnifait et Brice Boudevillain (LTHE) Retours d'expérience - Cas des 19-22 octobre et 1-2 novembre 2008. http://www.ohmcv.fr/P513_rex2008.php?lang=fr.

Le Pape S. 1998. Analyse et quantification du réseau hydrographique. Le réseau hydrographique comme objet vectoriel. Mémoire de l'Ecole Supérieure des Géomètres et Topographes. : 66p.

Le Bissonnais Y. et Singer M.J. 1991. Crusting, runoff, and erosion response to soil water content and successive rainfalls. Soil Science Society of America Journal. Vol 56 n°6 : 1898-1903.

Lea N.L. 1992. An aspect-driven kinematic routing algorithm. Overland flow: Hydraulics and erosion mechanics. Chapman & Hall, New York : 147-175 Parsons A. J. et Abrahams A.D. (eds).

Lee J. 1991. Comparison of existing methods for building triangular irregular network models of terrain from grid digital elevation models. International Journal of Geographical Information Systems. Vol 5 n°3 : 267-285.

Lee J. 1991. Comparison of existing methods for building triangular irregular network models of terrain from grid digital elevation models. International Journal of Geographical Information Science. Vol 5 n°3 : 267 - 285.

Lee, K. T., Chen N.-C., Chung Y.-R. 2008. Derivation of variable IUH corresponding to time-varying rainfall intensity during storms. Journal of Hydrological Sciences. Vol 53 n°2 : 323-337.

Leighty R.D. 2001. Automated IFSAR terrain analysis system: Final report. U.S. Army Aviation & Missil Command, Defense Advanced Research Projects Agency (DoD) Information Sciences Office, Airlington, VA : 59p.

Leopold L.B., Wolman M.G., Miller J.P. 1995. Fluvial processes in geomorphology. Dover, New York : 522p.

Lobeck A.K. 1939. Geomorphology: An introduction to the study of landscapes. McGraw-Hill, New York : 731p.

Loumagne C et King C. 1997. Observation spatiale pour la biosphere continentale - Ressources en eau et caracterisation des sols - Bilan et perspectives. Ingénieries. N°12 : 3-17.

Loye-Pilot M.D .et Jusserand C. 1990. Décomposition chimique et isotopique d'un hydrogramme de crue d'un torrent méditerranéen - Réflexions méthodologiques. Revue des Sciences de l'Eau. Vol 3 n°2 : 211-231.

Macelloni G., Paloscia S., Pampaloni P., Sigismondi S., de Matthæis P., Ferrazzoli P., Schiavon G., Solimini D. 1999. The SIR-C/X-SAR experiment on Montespertoli: sensitivity to hydrological parameters. International Journal of Remote Sensing. Vol 20 n°13 : 2597-2612.

MacMillan R.A. et Shary P.A. 2009. Landforms and Landform Elements in Geomorphometry. Geomorphometry: Concepts, Software, Applications. : 765p.

Malek C. 1989. Diagnostic du paysage à partir des données satellitaires - Application au Sahel - Oudalan (Burkina Faso) Thèse de l'Université Paris VII.

- Mantilla R., Gupta V. K., Mesa O. J. 2006. Role of coupled flow dynamics and real network structures on Hortonian scaling of peak flows J. Hydrol. Vol 322 : 155-167.
- Marchandise A. 2003 Analyse et modélisation hydrologique de l'évènement exceptionnel des 8 et 9 septembre 2002 sur le bassin versant du Gardon d'Anduze. Mémoire de DEA, Université Joseph Fourier, Grenoble : 70p.
- Marchandise, A. 2005. Modélisation hydrologique distribuée sur le Gardon d'Anduze ; étude comparative de différents modèles pluie-débit, extrapolation de la normale à l'extrême et tests d'hypothèses sur les processus hydrologiques. Thèse de l'Université Montpellier II : 300p.
- Martin C. 2006. Les systèmes de terrasses cévenols. Exemple de la vallée obscure et du vallon du Rouquet. Etude de géographie physique. Projet interreg IIIB SUDOE "TERRISC", UMR Espace, CNRS : 153p.
- Martin C., Didon-Lescot J.F., Jolivet J. 2008. Reflexion sur le rôle hydrologique des aménagements anciens des versants et des thalwegs: l'exemple des Cévennes. Les eaux: problèmes de gestion et de qualité. Travaux du laboratoire de Géographie Physique Appliquée. Vol 26 : 31-40.
- Martin, C., 2010. Les inondations du 15 juin 2010 dans le Centre Var : réflexion sur un épisode exceptionnel. Etudes de Géographie Physique, XXXVII. : 41-76.
- Martz L.W., Garbrecht J. 1995. Automated recognition of valley lines and drainage networks from grid digital elevation models: a review and a new method - Comments. Journal of Hydrology. Vol 167 : 393-396.
- Mattikalli N.M., Engman E.T., Ahuja L., Jackson T.J. estimating soil properties from microwave measurements of soil moisture. Proceedings SPIE 2585, 89. Remote Sensing for Agriculture, Forestry, and Natural Resources.
- McDonnell J.J. 1990. A rationale for old water discharge through macropores in a steep humid catchment. Water Resources Research. Vol 26 n°11 : 2821-2832.
- McDonnell J.J., Sivapalan M., Vaché K., Dunn S., Grant G., Haggerty R., Hinz C., Hooper R., Kirchner J., Roderick M.L. 2007. Moving beyond heterogeneity and process complexity: a new vision for watershed hydrology. Water Resources Research. Vol 43.
- McGlynn B.L., McDonnell J.J. 2003. Quantifying the relative contributions of riparian and hillslope zones to catchment runoff. 39, 1310.
- Mita C., Catsaros N., Gounaris N. 2000. Runoff cascades, channel network and computational hierarchy determination on a structured semi – irregular triangular grid. Journal of Hydrology. Vol 244 : 105–118.
- Metzeling L., Chessman B., Hardwick R., Wong V. 2003, Rapid assessment of rivers using macroinvertebrates: the role of experience, and comparisons with quantitative methods Hydrobiologia. Vol. 510 n°1-3 : 39-52.
- Molly I., Stepinsky T.F. 2007. Automatic mapping of valley networks on Mars. Computer and Geosciences. Vol 33 : 728-738.

- Monteith J.L. 1965. Evaporation and environment. Symposia of the Society for Experimental Biology n° 19 : 205-234 .
- Montgomery D.R., Dietrich W.E. 1989. Source areas, drainage density and channel initiation. Water Resources Research. Vol 25 n°8 : 1907-1918.
- Moore I.D. et Foster G.R. 1990. Hydraulics and overland flow. Process Studies in Hillslope Hydrology. New York, Wiley : 215-252 Anderson M.G. et Burt TP (eds).
- Moore I.D., Grayson R.B., Ladson, A.R. 1991. Digital terrain modelling: a review of hydrological, geomorphological and biological applications. Hydrological Processes. Vol.5 n°1. : 3-30.
- Moore I.D., Burch G.J., MacKenzie D.H. 1988. Topographic effects on the distribution of surface soil water and the location of ephemeral gullies. Transactions of the American Society of Agricultural Engineers. Vol 31 : 1098-1107.
- Moore I.D., Lewis A., Gallant J.C. 1993. Terrain attributes: estimation methods and scale effects. Modeling Change in Environmental Systems. : 189-214 Jakeman A.J., Beck M.B. McAleer M.J. (eds).
- Moussa R. 1991. Variabilité spatio-temporelle et modélisation hydrologique. Application au bassin du Gardon d'Anduze. Thèse de doctorat, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier II : 259p.
- Moussa, R. 2003. Modélisation hydrologique spatialisée des crues. Habilitation à diriger des recherches. Université de Montpellier II. 496 p.
- Moussa R. 2008. What controls the width function shape, and can it be used for channel network comparison and regionalization? Water Resources Research. Vol 44.
- Moussa R. 2009. Definition of new equivalent indices of Horton-Strahler ratios for the derivation of the Geomorphological Instantaneous Unit Hydrograph Water Resources Research. Vol 45 : 24p.
- Moussa R., Voltz M., Andrieux P. 2002. Effects of the spatial organization of agricultural management on the hydrological behaviour of a farmed catchment during flood events. Hydrological Processes. Vol 16 n°2 : 393-412.
- Musy, A. 2005. Hydrologie Générale Cours de l'Ecole Polytechniques de Lausanne.
- Nardi F., Grimaldi S., Santini M., Petroselli A., Ubertini L. 2008. Hydrogeomorphic properties of simulated drainage patterns using digital elevation models : the flat area issue. Hydrological Sciences. Vol 53 : 1176-1193.
- Nelson E.J., Jones N.L, Miller A.W. 1994. Algorithm for Precise Drainage-Basin Delineation. Journal of Hydraulic Engineering. Vol 120 n°3 : 298-312.
- Nelson E.J., Jones N.L., Berrett R.J. 1999. Adaptive tessellation method for creating TINs from GIS data. Journal of Hydrologic Engineering. Vol 4 n°1 : 2-9.
- Neppel L., C. Bouvier, Lavabre J. 2003. Abattement spatial des précipitations en Languedoc-Roussillon Hydrology of the Mediterranean and Semiarid Regions (Proceedings of an international symposium held at Montpellier. April 2003). IAHS Publ. n°278.

- O'Callaghan J.F., Mark D.M. 1984. The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Computer Vision, Graphics and Image Processing*. Vol 28 : 323-344.
- Oliver I., Beattie A.J. 1996. Designing a cost-effective invertebrate survey: a test of methods for rapid assessment of biodiversity. *Ecological Applications*. Vol 6 n°2 : 394-607.
- O'Loughlin E.M. 1986. Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. *Water Resources Research*. Vol 22 n°5 : 794-804.
- Pain C.F. 2005. Size does matter: relationships between image pixel size and landscape process scales. MODSIM 2005 International Congress on Modeling and Simulation. Modeling and Simulation Society of Australia and New-Zealand, Melbourne : 1430-1436 Zerger A. et Argent R.M. (eds).
- Palacios-Vélez O.L., Gandoy-Bernasconi W., Cuevas-Renaud B. 1998. Geometric analysis of surface runoff and the computation order of unit elements in distributed hydrological models. *Journal of Hydrology*. Vol 211 : 266-274.
- Paloscia S., Pampaloni P., Pettinato S., Santi E. 2010. Generation of soil moisture maps from ENVISAT/ASAR images in mountainous areas: a case study. *International Journal of Remote Sensing*. Vol 31 n°9-10 : 2265-2276.
- Parhi P.K., Mishra S.K., Singh R. 2006. A modification to Kostikov and modified Kostikov infiltration models. *Water Resources Management*. Doi 10.1007/s11269-006-9140-1.
- Penman H.L. 1963. *Vegetation and Hydrology*. Commonwealth Bureau of Soils, Technical Communication. n°53 : 124p.
- Perez P., Urvoix D., Arnaud M. 1997. Application du modèle Grass-Answers à la modélisation hydrologique d'un petit bassin versant d'Afrique de l'ouest, *Téledétection et Gestion des ressources en Eau, Colloque FAO, Montpellier*. : 10 p.
- Petzold B., Reiss P., Stössel W. 1999. Laser scanning - surveying and mapping agencies are using a new technique for the derivation of digital terrain models. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*. Vol. 54 n°2 : 95-10.
- Peucker T.K. et Douglas D.H. 1975. Detection of surface specific points by local parallel processing of discrete terrain elevation data. *Computer Vision, Graphics and Image Processing*. Vol 4 : 375-387.
- Philip J.R. Theory of infiltration. *Advances in Hydrosciences*. Vol 5 : 215-296.
- Pike R.J. 1995. Geomorphometry - Progress, practice and prospect. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband*. Vol 101 : 221-238.
- Pike R.J., Evans I.S., Hengl T. 2009. *Geomorphometry: A brief guide*. Geomorphometry: Concepts, Software, Applications. : 765p.
- Pilesjö P. 2008. An integrated raster-TIN surface flow algorithm. *Advances in Digital Terrain Analysis. Lecture Notes in Geoinformation and Cartography*, Springer, Berlin. : 237-255 Zhou Q., Lees B., Tang G. (eds).
- Planchon O. et Darboux F. 2001. A fast, simple and versatile algorithm to fill the depressions of digital elevation models. *Catena*. Vol 46 : 159-176.

Ponce J-L., Didon-Lescot J.F., Vayssade B. 2008. Recherches historiques sur le Gardon d'Anduze. CLCV-SMAGE des Gardon. : 87p.

Potsis, A., Reigber, A., Papathanassiou K.P. 1999. A phase preserving method for RF interference suppression in P-band synthetic aperture radar interferometric data. Geoscience and Remote Sensing Symposium, 1999. IGARSS '99 Proceedings. IEEE 1999 International. Vol 5 : 2655-2657.

Price J. 1993. estimating leaf area index from satellite data. IEEE Transactions on geoscience and Remote Sensing. Vol. 31 n°3 : 727-734.

Price, J.C. 1984. Land surface temperature measurements from the split window channels of the NOAA 7 Advanced Very High Resolution Radiometer. Journal of Geophysical Research. Vol 89 (D5) : 7231-7237.

Prince S.D., Goetz S.J., Dubayah R.O., Czajkowski K.P., Thawley M. 1998. Inference of surface and air temperature, atmospheric precipitable water and vapor pressure deficit using advanced very high-resolution radiometer satellite observations: Comparison with field observations Journal of Hydrology. Vol 212-213 n°1-4 : 230-249.

Puech C. 1993. Détermination des états de surface par télédétection pour caractériser les écoulements des petits bassins versants. Application à des bassins en zone méditerranéenne et en zone tropicale sèche. Thèse de doctorat de l'Université J. Fourier : 214 p.

Puech C. 1997. Télédétection et modélisation hydrologique : quelle vision, quelle échelle, quels processus ? Télédétection et Gestion des Ressources en Eau, Colloque FAO, Montpellier. : 10p.

Ragan R.M. 1968. An experimental investigation of partial area contribution. Int. Ass. Sci. Hydrol., Berne. : 241-249.

Rhoads B.L. et Thorn C.E. (eds). 1996. The scientific nature of geomorphology. Proceedings of the 27th Binghamton Symposium in Geomorphology, septembre 1996. Wiley, Chichester, UK : 481p.

Ribolzi O., Andrieux P., Valles V., Bouzigues R., Bariac T., Voltz M. 2000. Contribution of groundwater and overland flows to storm flow generation in a cultivated Mediterranean catchment - Quantification by natural chemical tracing.

Richardson A.J. et Wiegand C.L. 1978. Distinguishing vegetation from soil background information (by gray mapping of Landsat MSS data). Photogrammetric Engineering and Remote Sensing. Vol 43 : 1541-1552.

Robinson J.S., Sivapalan M., Snell J.D. 1995. On the relative roles of hillslope processes, channel routing, and network geomorphology in the hydrologic response of natural catchments. Water Resources Research. Vol 31 : 3089-3101.

Roche M. F. 1986. Dictionnaire français d'hydrologie de surface, Masson, Paris. : 288 p.

Rodriguez-Iturbe I. et Valdès J.B. 1979. The geomorphologic structure of hydrologic response Water Resources Research. Vol 15 n°6 : 1409-1419.

- Roose E. 1985. Méthodes de mesure des états de surface du sol, de la rugosité et des autres caractéristiques qui peuvent aider au diagnostic de terrain des risques de ruissellement et d'érosion, en particulier sur les versants cultivés des montagnes. Journées hydrologiques de L'ORSTOM à Montpellier, 17-18 septembre 1985 : 87-97.
- Rubin J. 1969. Numerical analysis of ponded rainfall infiltration. Proceedings of the Wageningen Symposium, Int. Ass. Scien. Hydrol. Vol 28 : 1-5.
- Rubin J., Steinhardt R. 1963. Soil water relations during rain infiltration. I. Theory, Soil Sci. Soc. Amer. Proc. Vol 27 : 246-251.
- Rubin J., Steinhardt R., Reiniger P. 1964. Soil water relations during rain infiltration : II. Moisture content profiles during rains of low intensities. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. Vol 28 : 1-5.
- Ruin I., Creutin J.D., Anquetin S., Lutoff C. 2008. Human exposure to flash-floods- relation between flood parameters and human vulnerability during a storm of September 2002 in Southern France. Journal of Hydrology. Vol 361 : 199-213.
- Sarrazin B., Braud I., Lagouy M., Puech C., 2010. Distributed water level sensors for hydrological network monitoring. EGU Leonardo Topical Conference Series of the hydrological cycle 2010, Looking at catchment in colours, Luxembourg, 10-12 novembre 2010.
- Scheidegger A.E. 1991. Theoretical geomorphology. 3rd Edition. Springer-Verlag, Berlin : 434p.
- Schmugge T. J. et André J.C. 1991. Land Surface Evaporation: Measurements and Parameterization : 424p. New-York: Springer-Verlag .
- Schultz G.A. 1987. Parameter determination and input estimation in rainfall-runoff modelling based on remote sensing. IAHS Publication (International Association of Hydrological Sciences). Vol 164 : 425-438.
- Seguin B., Courault D., Guérif M. 1994. Surface temperature and evapotranspiration : application of local scales using satellite data. Remote Sensing of Environment. n° 49 : p. 287-295.
- Seibert J., Bishop K., Rodhe A., McDonnell J.J. 2003. Groundwater dynamics along a hillslope: A test of the steady state hypothesis. Water Resources Research. Vol 39 n°1 : 9p.
- Shi J.C., Van Zyl J., Soares J.V., Engman E.T. 1992. Development of soil moisture retrieval algorithm for L-band SAR measurements. Proceedings of the Geoscience and Remote Sensing Symposium IGARSS 1992 : 495-497.
- Shreve R.L. 1966. Statistical law of stream numbers Journal of Geology. Vol 74 : 17-37.
- Singh P.K., Bhunya P.K, Mishra S.K., Chaube U.C. 2007. An extended hybrid model for synthetic unit hydrograph derivation. Journal of Hydrology. Vol 336 : 247-360.
- Sivapalan M., 2003. Process complexity at hillslope scale, process simplicity at the watershed scale: is there a connection? Hydrological Processes. Vol 17 : 1037-1041.
- Sklash M.G. et Farvolden R.N. 1980. The role of groundwater in storm runoff. Journal of Hydrology. Vol 43 n°1-4 : 45-65.

- Smith M.P., Zhu A.X., Burt J.E., Stiles C. 2006. The effects of DEM resolution and neighborhood size on digital soil survey. *Geoderma*. Vol 137 n°1-2 : 58-68.
- Snell J.D., Sivapalan M. 1994. On geomorphological dispersion in natural catchments and the geomorphological unit hydrograph. *Water Resources Research*. Vol 30 n°7 : 3211-2323.
- Stisen S., Sandholt I., Nørgaard A., Fensholt R., Jense, K.H. 2008 Combining the triangle method with thermal inertia to estimate regional evapotranspiration - Applied to MSG-SEVIRI data in the Senegal River basin *Remote Sensing of Environment*. Vol 112 n°3 : 1242-1255.
- Strahler A.N. 1957. Quantative analysis of watershed geomorphology. *Trans. AGU*. Vol 38 n°6 : 913-920.
- Tachikawa Y., Shiiba M., Takasao T. 1994. Development of a basin geomorphic information system using a TIN-DEM data structure. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*. Vol 30 n°1 : 9-17.
- Tachikawa Y., Takasao T. 1996. TIN-based topographic modelling and runoff prediction using a basin geomorphic information system IAHS-AISH Publication. Vol 235 : 225-232.
- Tannous I., Le Goff F., Julien P. 1997. Méthodologie de production de MNT par fusion de données mixtes radar/optique. *Journées Cartographie Radar No2, Toulouse, septembre 1997, n°148* : 105-113.
- Taob. 1997. Observation spatiale et biosphère continentale : les cycles de l'eau et du carbone de l'échelle locale à l'échelle globale, Proposition de programme du groupe TAOB du CNES. Publication CNES: 38 p.
- Tarboton D.G. 1997. A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. *Water Resources Research*. Vol 33 : 309-319.
- Tarolli P. 2010. Interactive comment on "Robust extraction of thalwegs network from DTM: Application on badlands". *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 7, C126–C129.
- Temimi M., Leconte R., Chaouch N., Sukumal P., Khanbilvardi R., Brissette F. 2010. A combination of remote sensing data and topographic attributes for the spatial and temporal monitoring of soil wetness. *Journal of Hydrology*. Vol 388 : 28–40.
- Thommeret N., Bailly J.S., Puech C. 2010. Extraction of thalweg networks from DTMs: application to badlands. *Hydrology and Earth System Sciences*. Vol 14 : 1527-1536.
- Thorn C.E. 1988. An introduction of theoretical geomorphology. Unwin Hyman, Boston. : 247p.
- Tobler W.R. 1976. Analytical cartography. *The American cartographer*. Vol 3 n°1 : 21-31.
- Tobler W.R. 2000. The development of analytical cartography - a personal note. *Cartography and Geographic Information Science*. Vol 27 n°3 : 189-194.
- Toriwaki J., Fukumura T. 1978. Extraction of structural information from grey pictures. *Computer Graphics and Image Processing*. Vol 8 : 30-51.

- Tourasse, P. 1981. Analyses spatiales et temporelles de précipitations et utilisation opérationnelle dans un système de prévision des crues. Application aux régions cévenoles. Thèse IMG, Université scientifique et médicale, et Institut National Polytechnique de Grenoble : 190p.
- Tribe A. 1991. Automated recognition of valley heads from digital elevation models. *Earth Surface Processes and Landforms*. Vol. 16 n°1 : 33-49.
- Tribe A. 1992. Automated recognition of valley lines and drainage networks from grid digital elevation models: a review and a new method. *Journal of Hydrology*. Vol 139 : 263-293.
- Tromp-van Meerveld H. J. et McDonnell J. J. 2006a. Threshold relations in subsurface stormflow: 2. The fill and spill hypothesis. *Water Resources Research*. Vol 42 : 1-11.
- Tromp-van Meerveld H.J., McDonnell J.J. 2006b. Threshold relations in subsurface stormflow: 2. The fill and spill hypothesis. *Water Resources Research*. Vol 42 n°2 : W02411.
- Tsai V.J.D. 1993. Delaunay triangulations in TIN creation: an overview and a linear-time algorithm. *International Journal of Geographical Information Systems*. Vol 7 n°6 : 501-524.
- Tucker G.E., Bras R.L. 1998. Hillslope processes, drainage density, and landscape morphology. *Water Resources Research*. Vol 34 n°10 : 2751-2764.
- Tucker G.E., Lancaster S.T., Gasparini N.M. Bras R.L., Rybarczyk S.M. 2001. An object-oriented framework for distributed hydrologic and geomorphic modeling using triangulated irregular networks. *Computers and Geosciences*. Vol 27 : 959-973.
- Tucker G.E., Slingerland R. 1997. Drainage basin responses to climate change. *Water Resources Research*. Vol 33 n°8 : 2031-2047.
- Turcotte R., Fortin J-P., Rousseau A.N., Massicotte S., Villeneuve J-P. 2000. Determination of the drainage structure of a watershed using a digital elevation model and a digital river and lake network. *Journal of Hydrology*. Vol 240 : 225-242.
- Uchida T., Tromp-van Meerveld I., McDonnell J.J. 2005. The role of lateral pipe flow in hillslope runoff response: an intercomparison of non-linear hillslope response. *Journal of Hydrology*. Vol 311 n°1-4 : 117-133.
- Vauclin M. 1984. Infiltration in unsaturated soil. *Fundamentals of transport phenomena in porous media* : 259-313 Bear J. et M.Y. Corapcioglu (eds), NATO.
- Verma B., Blumenstein M., Ghosh M. 2004. A novel approach for structural feature extraction: Contour vs. Direction. *Pattern Recognition Letters*. Vol 25 : 975-988.
- Versiani B. 1983. Modélisation de la relation pluie-débit pour la prévision des crues – Etude comparative de 2 méthodes globales et application au bassin du Gardon à Anduze. Thèse de Docteur-Ingénieur, Institut National Polytechnique de Grenoble. : 235 p.
- Viau A.A., Jang J-D., Payan V., Devost A. 2005. The Use of Airborne LIDAR and Multispectral Sensors for Orchard Trees Inventory and Characterization. FRUTIC 05, 12-16 September 2005, Montpellier France. : 689-698.

- Vidal A. 1989. estimation de l'évaporation par télédétection. Application au contrôle de l'irrigation. Thèse de l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc. 160p.
- Viedma O., Meliá J., Segarra D., Garcia-Haro J. 1997. Modeling rates of ecosystem recovery after fires by using landsat TM data. *Remote Sensing of Environment*. Vol 61 n°3 : 383-398.
- Viné P. 1997. Identification de l'hétérogénéité spatio-temporelle des comportements hydrologiques. Apport de la télédétection satellitale. Application aux bassins versants du Real Collobrier (France), et de la Mare d'Oursi (Burkina-Faso). Thèse de l'Institut National Polytechnique de Grenoble. : 285p.
- Vinet F. 2004. Diagnostic et enjeux de la gestion du risque inondation en France Méditerranéenne. *Houille Blanche*. Vol 6 : 76-82.
- Vivoni E.R., Ivanov V.Y., Bras R.L., Entekhabi D. 2004. Generation of Triangulated Irregular Networks based on hydrological similarity. *Journal of Hydrologic Engineering*. Vol : 288-302.
- Vivoni E.R., Teles V., Ivanov V.Y., Bras R.L., Entekhabi D. 2005. Embedding landscape processes into triangulated terrain models. *International Journal of Geographical Information Science*. Vol 19 n°4 : 429-457.
- Walker J.P., Willgoose J.R. 1999. On the effect of digital elevation model accuracy on hydrology and geomorphology. *Water Resources Research*. Vol 35 n°7 : 2259-2268.
- Ward R.C. 1984. On the response to precipitation of headwater streams in humid areas. *Journal of Hydrology*. Vol 74 n°1-2 : 171-189.
- Watson D.F. et Philip G.M. 1984. Systematic Triangulation. Computer vision, graphics, and image processing. Vol 26 : 217-223.
- Weil S. 2007. Modélisation des échanges surface/subsurface à l'échelle de la parcelle par une approche darcéenne multidomaine. Thèse de l'École des Mines de Paris. : 160p.
- Whipkey R.Z. 1965. Subsurface stormflow from forested slopes. *Hydrological Sciences Bulletin*. Vol 10 n°2 : 74-85.
- White A.B., Kumar P., Saco P.M., Rhoads B.L., Yen B.C. 2004. Hydrodynamic and geomorphologic dispersion: Scale effects in the Illinois River Basin. *Journal of Hydrology*. Vol 288 n°3-4 : 237-257.
- Wilson J.P., Aggett G., Deng Y., Lam C.S. 2008. Water in the Landscape: A Review of Contemporary Flow Routing Algorithms. *Advances in Digital Terrain Analysis. Lecture Notes in Geoinformation and Cartography*. : 213-236.
- Wilson, J. P. et Gallant, J. C. 2000. *Terrain Analysis: Principles and Applications*. John Wiley : 468p. Hoboken, New Jersey, USA.
- Wood E.F., Sivapalan M., Beven K.J. 1990. Similarity and scale in catchment storm response. *Reviews in Geophysics*. Vol 20 : 1-18.
- Yang W., Hou K., Yu F., Liu Z., Sun T. 2010. A novel algorithm with heuristic information for extracting drainage networks from raster DEMs *Hydrological Earth Syst. Sci. Discuss*. Vol 7 : 441-459.

Yao B.K. 2007. Etude du calage, de la validation et des performances des Réseaux de Neurones à partir des données hydro climatiques du bassin versant du Bandama Blanc au nord de la Cote d'Ivoire. Thèse soutenue le 10 novembre 2007. Université de Cocody (Abidjan).

Zhang W.H., Montgomery D.R. 1994. Digital elevation model grid size, landscape representation, and hydrologic simulations. *Water Resources Research*. Vol 30 : 1019-1028.

Zimmermann U., Munnich K.O., Roether W., Kruetz W., Schubach K., Siegel O. 1966. Tracers determine movement of soil moisture and evapotranspiration. *Science*. Vol 152 n°3720 : 346-347.

Liste des figures

Figure 1: Bassin versant du Bandama Blanc en amont du barrage de Kossou	16
Figure 2: Exemple de bilan hydrologique dans un système de bassin	17
Figure 3: Principaux processus de ruissellements superficiels et souterrains sur un bassin versant ...	21
Figure 4: Infiltration et conductivité hydraulique à saturation	23
Figure 5: Modèle d'infiltration hortonien	24
Figure 6 : Évolution des surfaces saturées contributives au cours d'un événement pluvieux	26
Figure 7: Intumescence de nappe	30
Figure 8: Zones actives et contributives variables	31
Figure 9: Contributions respectives selon le processus d'écoulement	31
Figure 10: Classification des réseaux selon Strahler (1957)	33
Figure 11: La télédétection au service de l'hydrologie.....	42
Figure 12: Système opérationnel de prévision des précipitations PERSIANN.....	46
Figure 13: Les différentes bandes du radar.....	48
Figure 14: Prise d'images stéréoscopiques par satellite	51
Figure 15: Prises de vue stéréoscopiques et parallaxes correspondantes.....	52
Figure 16: Levé LIDAR (d'après ccrs)	53
Figure 17: Analyse du temps de réponse de l'onde laser	54
Figure 18: La géomorphométrie: une approche inter-disciplinaire au service de multiples applications	55
Figure 19: Procédures d'extraction d'objets géographiques et de paramètres de surface	56
Figure 20: Exemples de mailles raster, a: maille carrée, b: maille hexagonale.....	57
Figure 21: Résolutions et échelles.....	58
Figure 22: Triangulation de Delaunay	60
Figure 23: Graphe dual Delaunay-Voronoi.....	60
Figure 24: Les 12 profils de la méthode de Jenson (1985).....	67
Figure 25: Amélioration de la méthode "V-shape" par Tribe (1991)	68
Figure 26: Schéma de connexité de la méthode D8.....	69
Figure 27: Les différentes étapes de l'extraction d'un réseau hydrographique selon la méthode D8..	70
Figure 28: Répartition des flux selon la méthode FD8	72
Figure 29: Dispersion des flux selon la méthode DEMON.....	73
Figure 30: Calcul de la nappe d'écoulement (DEMON).....	74
Figure 31: Méthode de calcul de répartition de l'écoulement (méthode Dinfinité).....	75
Figure 32: Méthodes de définition des directions d'écoulement sur TIN.....	77
Figure 33: Caractérisation morphologique sur TIN	78
Figure 34: Directions d'écoulement pour les algorithmes TIN suivant les polygones de Voronoï	79

Figure 35: Reconnexion des segments réseau déconnectés sur TIN	79
Figure 36: Sub-division des facettes TIN	80
Figure 37: Présentation de la structuration des données TIN	92
Figure 38: Méthodologie employée pour le remplissage des puits.....	94
Figure 39: Reconnexion des arêtes plates par itérations.....	95
Figure 40: Densification du maillage TIN.....	96
Figure 41: Directions de flux potentielles sur le graphe densifié non planaire pour la traversée des facettes triangulaires.....	97
Figure 42: Sélection des arêtes de l'arbre de drainage	98
Figure 43: Exemples de directions d'écoulements sur versants	99
Figure 44: Les différentes étapes de l'établissement de l'arbre de drainage	100
Figure 45: Calcul de la surface amont drainée	101
Figure 46: Caractérisation et classification des formes locales du relief.	102
Figure 47: Profondeur des thalwegs en fonction de l'erreur du TIN.....	104
Figure 48: Connexion des arêtes thalwegs isolées.....	105
Figure 49: Calcul de l'indice de pente moyenne amont.....	107
Figure 50: Calcul de l'indice de pente moyenne aval.....	108
Figure 51: Calcul des ruptures de pente	109
Figure 52: Calcul de l'indice d'encaissement.....	110
Figure 53: Calcul de l'angle formé par les arêtes par rapport au nord	111
Figure 54: Attribution des orientations en fonction de l'angle par rapport au nord	111
Figure 55: Calcul de la distance à l'exutoire	112
Figure 56: Classification des drains selon Shreve (1967)	113
Figure 57: Calcul de la longueur totale du réseau amont et de la densité de drainage	114
Figure 58: Structure TIN du bassin du Cartaou	119
Figure 59: Arbre de drainage obtenu sur le bassin du Cartaou	120
Figure 60: Analyse morphologique des arêtes du TIN sur le bassin du Cartaou.....	121
Figure 61: Le Réseau de Thalwegs Reconnectés du bassin du Cartaou	122
Figure 62: Comparaison du réseau RTR avec le réseau de référence	124
Figure 63: MNT raster sur les bassins du Cartaou et du Crébadès	126
Figure 64: Différences d'altitude entre MNT TIN et MNT raster.....	127
Figure 65: Comparaison des expositions des MNT TIN et raster	127
Figure 66: Comparaison des directions de flux des méthodes D8 et NET	129
Figure 67: Comparaison des surfaces amont drainées et de leur localisation.....	131
Figure 68: Comparaison des surfaces amont drainées	132
Figure 69: Comparaison des réseaux extraits sur le bassin du Cartaou.....	134
Figure 70: Ordre de Shreve, nombre de confluences et longueur totale des réseaux extraits	135
Figure 71: Comparaison du réseau D^∞ avec le réseau de référence.....	137

Figure 72: Analyse des différences d'extraction des méthodes raster pour les deux valeurs seuils de 1000m ² et 1500m.....	138
Figure 73: Analyse des différences d'extraction de l'ensemble des méthodes.....	140
Figure 74: Présentation du bassin versant du Gardon d'Anduze.....	148
Figure 75: Effet orographique.....	152
Figure 76: Image infra-rouge du 9 septembre 2002 centrée sur la France.....	152
Figure 77: Présentation des bassins expérimentaux.....	154
Figure 78: Précipitations moyennes mensuelles sur la période 2003-2007.....	156
Figure 79: Précipitations mensuelles moyennes (période 2008-2010).....	156
Figure 80: Présentation du dispositif de mesure du bassin expérimental du Crébadès.....	159
Figure 81: Présentation du dispositif de mesure du bassin pilote de Peyrolles.....	160
Figure 82: Localisation de l'instrumentation sur le bassin du Cartaou.....	163
Figure 83: Caractérisation de la réponse hydrologique des bassins suivis.....	169
Figure 84: Comparaison des réseaux observés sur le bassin du Crébadès.....	172
Figure 85: Longueur des réseaux en fonction du nombre de leur source.....	173
Figure 86: Occurrence de la mise en eau des drains suivis.....	174
Figure 87: Répartition des occurrences de mise en eau des drains des deux sous bassins du Crébadès.....	175
Figure 88: Pluie et débits de l'évènement de début novembre sur le bassin du Crébadès.....	176
Figure 89: Courbe de tarage de la station exutoire du Crébadès.....	177
Figure 90: Extension du réseau hydrographique du Crébadès et débits mesurés les 2 et 3 novembre 2008.....	178
Figure 91: Débits ordonnés, mesurés les 2 et 3 novembre 2008 sur le bassin du Crébadès.....	179
Figure 92: Localisation des capteurs en place sur le bassin du Crébadès du 1 ^{er} au 3 novembre 2008.....	182
Figure 93: Calcul des temps de réaction et de réponse.....	183
Figure 94: Temps de réaction et de réponse aux averses de l'épisode du 1er au 3 novembre 2008 sur le Crébadès.....	184
Figure 95: Temps de réaction, temps de réponse et indice des averses antérieures.....	187
Figure 96: Comparaison des réseaux observés sur le bassin du Cartaou (1).....	189
Figure 97: Comparaison des réseaux observés sur le bassin du Cartaou (2).....	190
Figure 98: Longueur des réseaux en eau en fonction de leur nombre de sources.....	192
Figure 99: Longueur des réseaux en fonction de l'indice des pluies antérieures.....	192
Figure 100: Occurrence de mises en eau des drains observés.....	193
Figure 101: Pluies et débits de l'épisode du 2-3 février 2009.....	194
Figure 102: Pluies et débits de l'épisode du 22 février 2010.....	195
Figure 103: Réseau en eau et débits mesurés les 3 février 2009 et 22 février 2010.....	196
Figure 104: Débits mesurés les 3 février 2009 et 22 février 2010, ordonnés dans le sens décroissant.....	197

Figure 105: Temps de réaction et de réponse aux averse des 21-22 octobre 2008 sur le Cartaou....	199
Figure 106: Débits à la station aval de Valescure (21-22 Octobre 2008).....	201
Figure 107: Temps de réaction et de réponse aux averses de l'épisode du 1er novembre 2008 sur le Cartaou	202
Figure 108: Temps de réaction et de réponse aux différentes averses de l'épisode du 21 octobre 2009 sur le Cartaou	204
Figure 109: Temps de réaction/réponse et IAA	205
Figure 110: Caractérisation des réseaux et sortie de l'algorithme NET	212
Figure 111: Débits et surface amont drainée des différents épisodes	215
Figure 112: Réseaux principaux et débits aux points d'observation.....	216
Figure 113: Occurrence de mises en eau des drains sur le bassin du Crébadès	218
Figure 114: Débits et surfaces amont drainées sur le bassin du Cartaou	220
Figure 115: Classes de débits et surface amont drainées sur le bassin du Cartaou	221
Figure 116: (1) Réseau en eau toutes dates confondues, seuillé à la surface de 5000m ²	222
(2) : Occurrence de mises en eau des drains.....	222
Figure 117: Surfaces drainées et pentes moyennes amont des différentes occurrences de mises en eau des drains du Cartaou.....	225
Figure 118: Pentes moyennes amont et surfaces drainées des réseaux les plus pérennes du bassin du Cartaou	226
Figure 119: Réseau principal du bassin du Cartaou et son profil	227
Figure 120: Ruptures de pentes sur le bassin du Cartaou.....	229
Figure 121: Pentes moyennes amont et surfaces drainées des réseaux les plus temporaires du bassin du Cartaou	231
Figure 122: Surfaces drainées et altitudes des différentes sources de réseaux en eau	233
Figure 123: Rupture de pente et pente locale en fonction de la surface drainée des différentes sources du sous bassin sud du Crébadès	235
Figure 124: Rupture de pente et pente locale en fonction de la surface drainée des différentes sources du sous bassin nord du Crébadès	237
Figure 125: Localisation des sources des réseaux en eau du 3 novembre 2008 en fonction de la surface drainée dans le réseau RTR	238
Figure 126: Surface amont drainée et indice d'encaissement des sources des drains des hauts de versants du sous bassin nord du Crébadès	240
Figure 127: Ruptures de pente et exfiltrations des écoulements de sub-surface	243
Figure 128: Densité de drainage et ordre de Shreve du réseau potentiel pour les différentes occurrences de mise en eau des drains du bassin du Crébadès	245
Figure 129: Densité de drainage du réseau potentiel pour les différentes occurrences de mises en eau des drains sur les deux sous bassins du Crébadès	246
Figure 130: Ratio de surface en fonction de l'ordre de Shreve sur le bassin du Crébadès.....	248
Figure 131: Localisation des thalwegs principaux et de leurs points remarquables étudiés sur le bassin du Crébadès.....	249
Figure 132: Caractéristiques du thalweg principal du sous bassin nord du Crébadès.....	250

Figure 133: Caractéristiques du thalweg principal du sous bassin sud du Crébadès.....	252
Figure 134: Loi des surfaces drainées en fonction de l'ordre de Shreve sur le bassin du Cartaou.....	254
Figure 135: Localisation du thalweg principal du Cartaou et de ses points remarquables	255
Figure 136: Caractéristiques du thalweg principal du bassin du Cartaou.....	256
Figure 137: Extension maximale du réseau observé en eau, occurrences de mise en eau et tête de réseaux sur le bassin du Crébadès	274
Figure 138: Exposition des deux sous bassins (surfaces)	276
Figure 139: Extension maximale du réseau en eau, fréquence de mise en eau et têtes de réseaux du bassin du Cartaou	279
Figure 140: Pente locale des réseaux et indices de pentes moyennes du bassin amont sur le bassin du Cartaou	281
Figure 141: Rupture de pente amont en fonction de la surface drainée des réseaux du Crébadès (1) et du Cartaou (2).....	284

Liste des tableaux et photographies

Tableau 1: Spécifications techniques des images Pleïades.....	40
Tableau 2: Quelques indices de végétation utilisée dans les approches empiriques et semi-empiriques	44
Tableau 3: Paramètres primaires et secondaires.....	65
Tableau 4: Définition des réseaux utilisés.....	91
Tableau 5: Critères de pente pour la caractérisation des formes du relief	103
Tableau 6: Paramètres hydro-morphologiques extraits	106
Tableau 7: Résultat d'extraction de l'algorithme NET: comparaison au réseau de référence.....	125
Tableau 8: Résolutions des MNT TIN et Raster utilisés.....	126
Tableau 9: Caractéristiques des réseaux extraits.....	139
Tableau 10: Classification des termes qualifiant les crues à cinétique rapide.....	150
Tableau 11 : Caractéristiques des bassins expérimentaux.....	154
Tableau 12: Indice d'écoulements.....	166
Tableau 13: Périodes d'observation sur le bassin du Crébadès.....	170
Tableau 14: Périodes d'observation sur le bassin du Cartaou	171
Tableau 15: Description des averses et des réactions des différents capteurs les 1 ^{er} et 2 novembre 2008 (Bassin du Crébadès)	185
Tableau 16: Description des averses et des réactions des différents capteurs les 21 et 22 octobre 2008 (bassin du Cartaou)	200
Tableau 17: Seuils de fonctionnement observés sur les deux bassins expérimentaux	261
Photographie 1: Première image satellite (TIROS 1).....	45
Photographie 2: Station limnimétrique à l'exutoire du Crébadès	158
Photographie n°3: Capteur capacitif	161

ANNEXES

Annexe I : Résultats de l’algorithme NET sur le bassin du Crébadès	i
Annexe II : Analyse morphologique sur le bassin du Cartaou.....	v
Annexe III : Extraction des réseaux hydrographiques du Cartaou par les algorithmes raster de comparaison.....	viii
Annexe IV : Comparaison avec le réseau de référence des réseaux extraits par les algorithmes raster sur le bassin du Cartaou	x
Annexe V : Méthode de jaugeage par dilution.....	xii
Annexe VI : Analyse géomorphologique des débits mesurés au sein du réseau secondaire sur le Bassin du Crébadès.....	xiv
Annexe VII : Analyse géomorphologique des débits mesurés au sein du réseau secondaire sur le Bassin du Cartaou.....	xix
Annexe VIII : Analyse géomorphologique de la pérennité des drains sur le Bassin du Crébadès	xxiv
Annexe IX : Analyse de la cohérence des caractéristiques géomorphologiques extraites sur le RTR avec celles du réseau de référence. Bassin du Cartaou	xxix
Annexe X : Analyse géomorphologiques des sources des réseaux en eau sur le Bassin du Cartaou .	xxxi
Annexe XI : Etude de la configuration du réseau potentiel sur la pérennité des réseaux du bassin du Cartaou.....	xxxvii

Annexe I

Résultats de l'algorithme NET sur le bassin du Crébadès

L'annexe I reprend les résultats des différentes étapes de l'algorithme NET appliqué au bassin du Crébadès.

La Figure 1 présente les thalwegs dont la morphologie est significativement supérieure aux différences de représentations générées à la création du MNT TIN par rapport à la donnée altitudinale de base. Ce sont ces thalwegs qui sont conservés dans la construction du réseau de thalwegs reconnectés, présenté à la Figure 3. La Figure 2 présente l'arbre de drainage extrait, permettant de reconnecter les thalwegs isolés.

Thalwegs du bassin du Crébadès

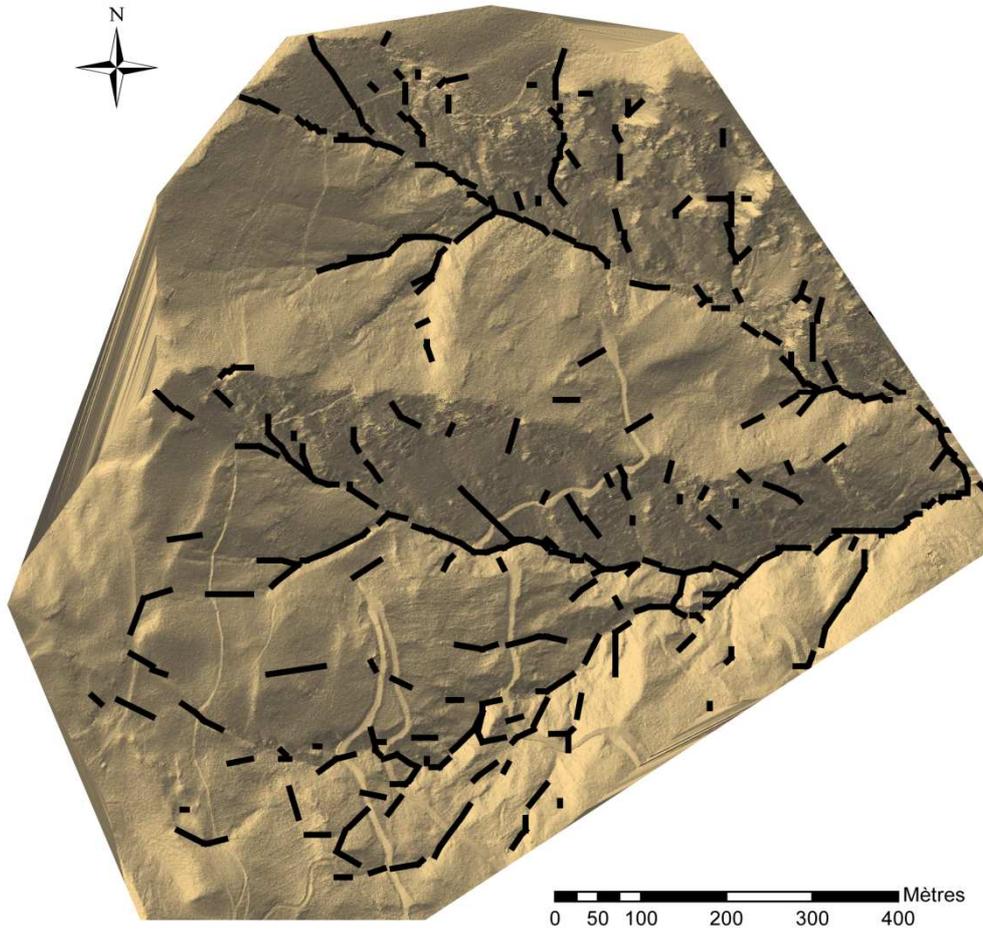


Figure 1: Thalwegs extraits sur le bassin du Crébadès

Arbre de drainage du Crébadès

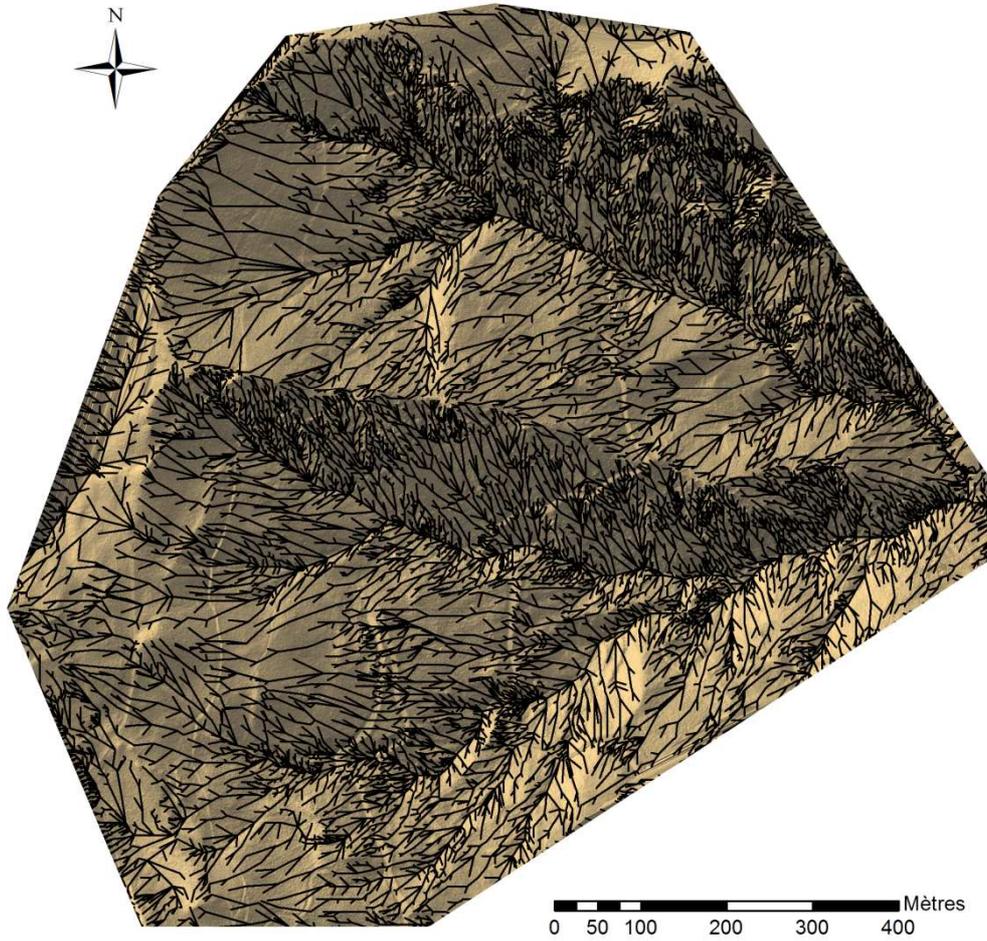


Figure 2: Arbre de drainage extrait sur le bassin du Crébadès

Réseau de thalwegs reconnectés du Crébadès

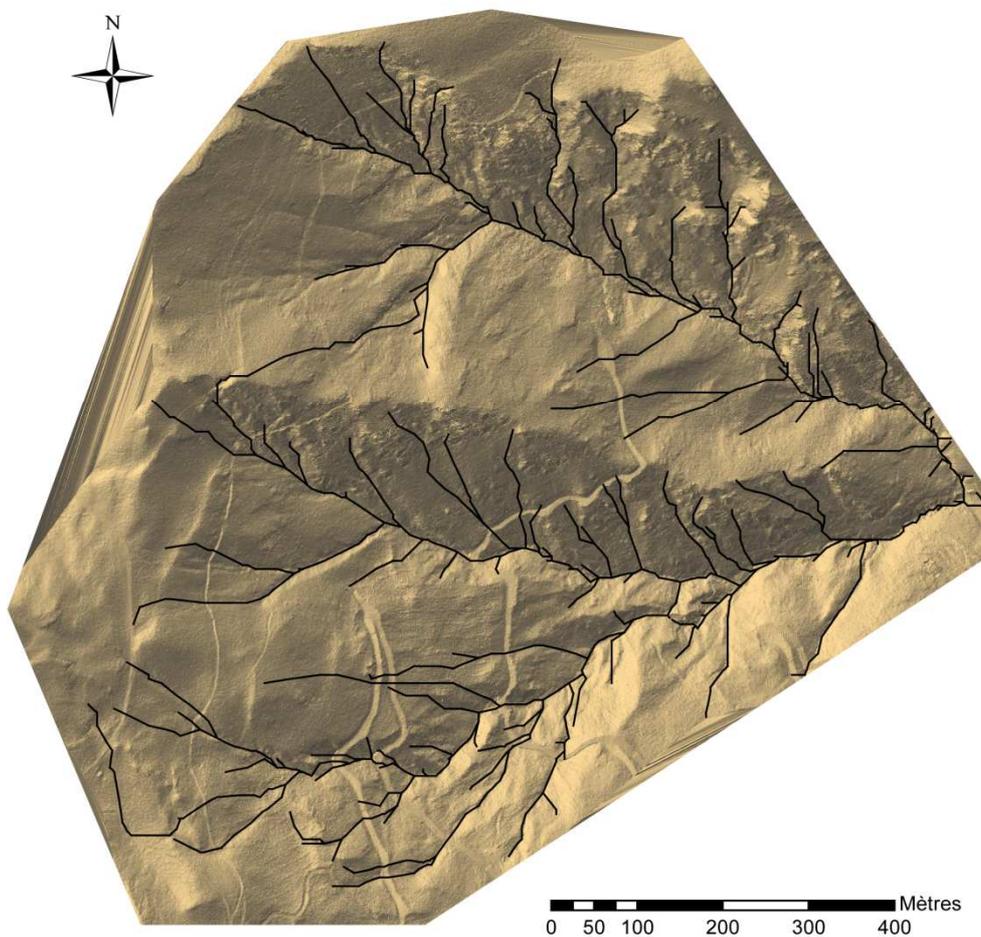


Figure 3: Réseau de thalwegs reconnectés sur le bassin du Crébadès

Annexe II

Analyse morphologique sur le bassin du Cartaou

La Figure 4 présente les indices d'encaissement calculés sur l'ensemble des arêtes thalwegs extraites sur le bassin du Cartaou.

Indice d'encaissement des thalwegs extraits sur le bassin du Cartaou

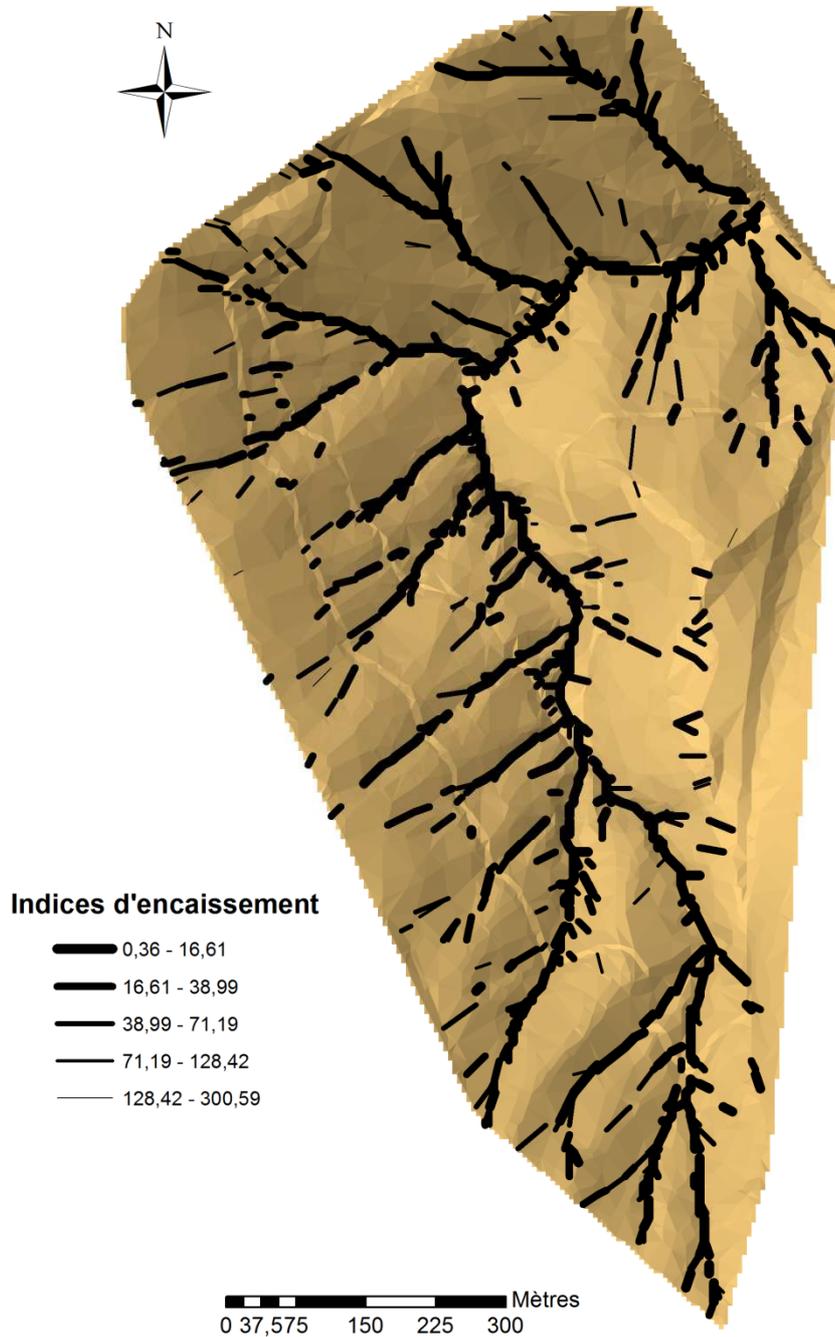


Figure 4: Indices d'encaissement des arêtes thalwegs

Sur la Figure 5 (page suivante) sont présentés les indices d'encaissement calculés pour chacune des arêtes thalweg. Pour mémoire, plus l'indice d'encaissement est faible, plus le thalweg est encaissé.

Les thalwegs les plus encaissés du bassin sont ceux du réseau principal et ils le sont d'autant plus qu'ils sont proches de l'exutoire. A l'inverse, les ravines situées sur les versants présentent des encaissements plus limités. La Figure 5.1 présente la distribution en fréquence des indices d'encaissement du Cartou et la Figure 5.2 présente ces indices en fonction de la surface drainée afin d'observer l'évolution de ces indices de l'amont vers l'aval.

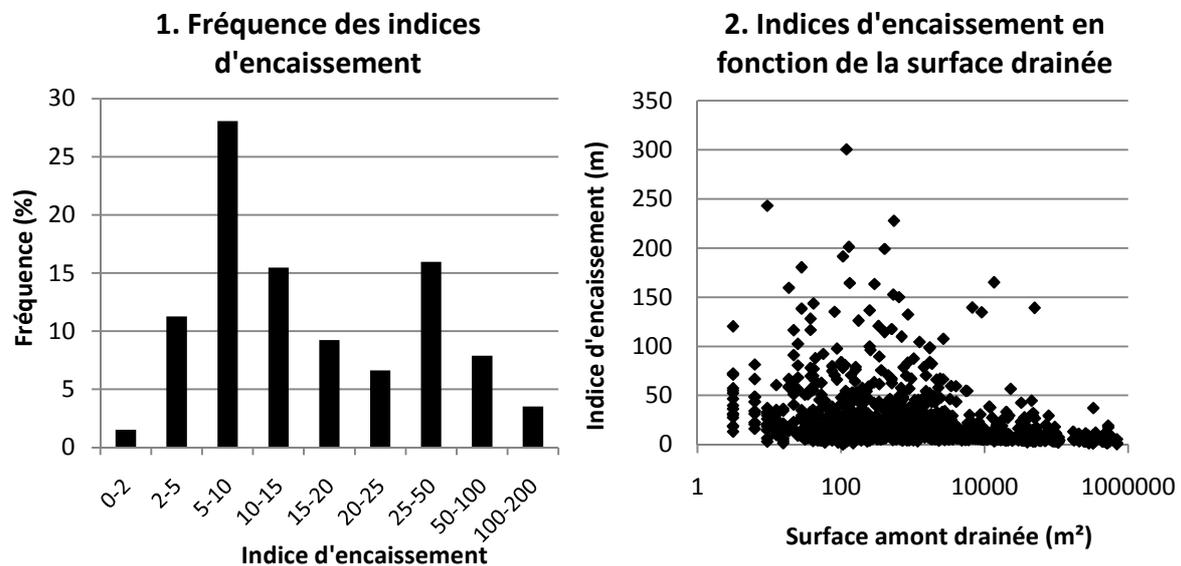


Figure 5: Fréquence et répartition des indices d'encaissement sur le bassin du Cartou

Les indices d'encaissement des thalwegs du bassin du Cartou montrent une distribution bi-modale (voir Figure 5.1.). Près de 60% des thalwegs présentent des indices d'encaissement compris entre 2 et 15 et plus de 30% dans l'intervalle 20-100. Comme observé précédemment à la **Erreur ! Source du envoi introuvable.**, deux types de morphologie sont principalement observés sur ce bassin : des vallées encaissés le long des thalwegs principaux, avec des indices relativement centrés autour de 10 ; et des ravines plus ouvertes sur les versants, avec une variabilité plus importante des indices (de 20 à 200). Au regard de la Figure 5.2. représentant les indices d'encaissement en fonction de la surface amont drainée, il apparaît clairement que les indices supérieurs à 50 sont essentiellement situés dans des zones drainant de faibles surfaces, donc des zones de haut de versant. Il semble logique que les thalwegs à l'aval soit plus encaissés que sur les versants, l'encaissement des vallées étant le résultat de phénomènes érosifs. Or, les vallées situées à l'aval drainent des surfaces plus importantes qu'à l'amont et sont donc soumises à des forces érosives de plus grandes ampleur.

Annexe III

Extraction des réseaux hydrographiques du Cartaou par les algorithmes raster de comparaison

L'annexe III reprend les différentes extractions de réseaux hydrographiques obtenues avec les méthodes D8 (O'Callaghan & Mark, 1984), DEMON (Costa-Cabral & Burges, 1994) et D^∞ (Tarboton, 1997), au seuil surfacique de 1500m², à la Figure 6.

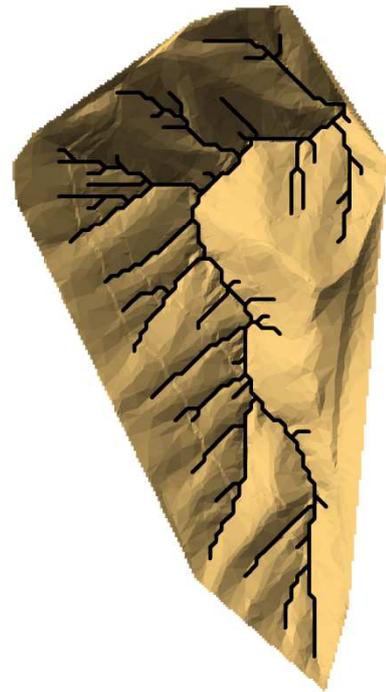
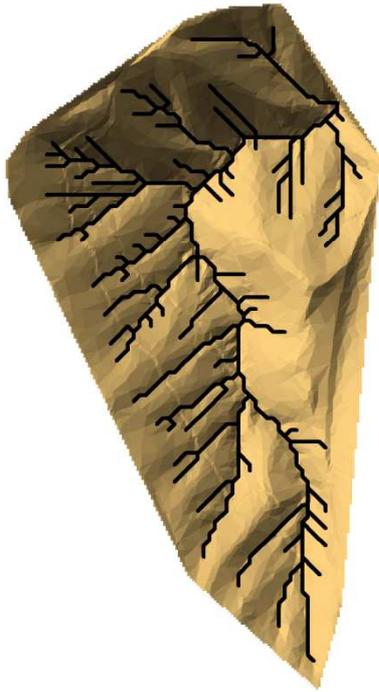
Arbres de drainage extraits par les algorithmes raster de comparaison



Méthode DEMON

Méthode D8

Méthode Dinfinity



Surface drainée > 1500 m²

— Réseaux extraits au seuil de 1500 m²

0 75 150 300 450 600 Mètres

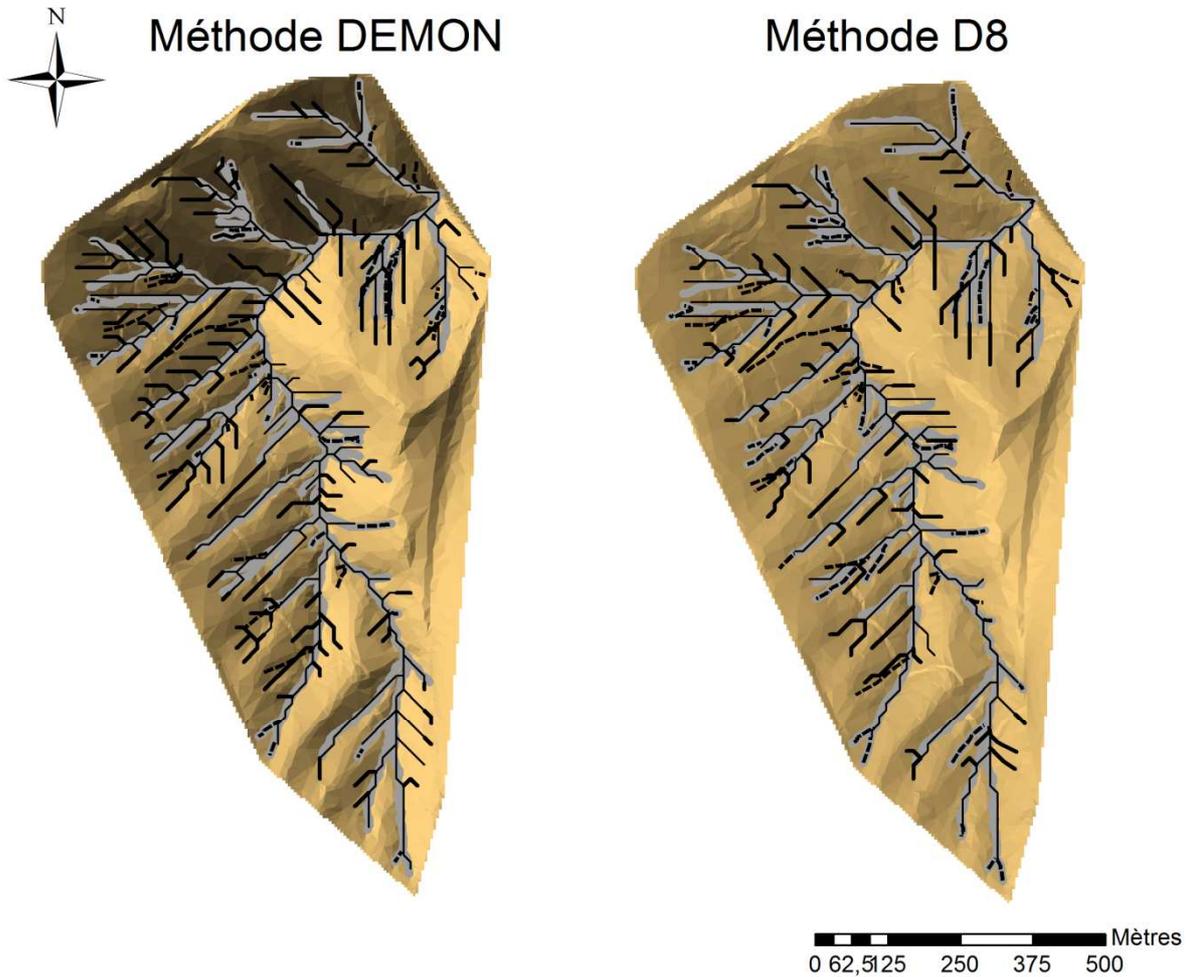
Figure 6: Arbres de drainage des algorithmes raster de comparaison appliqués au bassin du Cartau

Annexe IV

Comparaison avec le réseau de référence des réseaux extraits par les algorithmes raster sur le bassin du Cartaou

L'annexe IV reprend les résultats d'extraction des algorithmes raster D8 (O'Callaghan & Mark, 1984) et DEMON (Costa-Cabral & Burges, 1994) en comparaison du réseau de référence sur le bassin du Cartaou. Les drains omis et sur-déTECTés sont repérés sur la .

Comparaison des réseaux extraits par les algorithmes raster avec le réseau de référence



Comparaison avec le réseau de référence

- Réseaux extraits à un seuil de 1000 m²
- - - Réseaux omis par les algorithmes
- Réseaux sur-détectés par les algorithmes

Figure 7: Comparaison des réseaux raster avec le réseau de référence

Annexe V

Méthode de jaugeage par dilution

La méthode de jaugeage par dilution est adaptée aux torrents et rivières présentant de fortes pentes, sur écoulement turbulent ou pour des cours d'eau n'ayant pas de section adaptée au jaugeage au moulinet. Les conditions suivantes doivent toutefois être réunies pour que les méthodes par dilution puissent être appliquées :

- le débit de la rivière doit rester à peu près constant pendant la mesure
- le sel doit passer intégralement à l'emplacement de la sonde de mesure de la conductivité
- le mélange doit être tel qu'à l'emplacement de la mesure, en chaque point de la section du cours d'eau, il doit passer la même concentration en sel

Le principe général consiste à injecter une solution de concentration connue (en sel dans notre cas) dans le cours d'eau et à rechercher dans quelle proportion cette quantité a été diluée, par analyse de la conductivité à l'aval du point d'injection (voir Figure 8). La conductivité, exprimée en $\mu\text{S}/\text{cm}$, observe une relation linéaire avec la concentration en sel dissous.

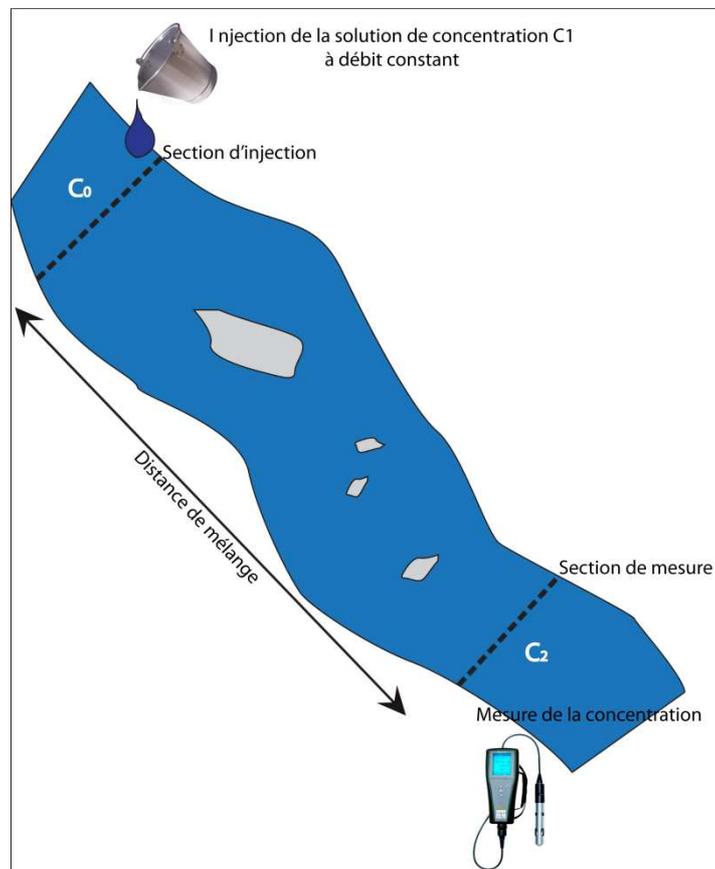


Figure 8: Méthode de jaugeage par dilution (Source : <http://echo.epfl.ch/e-drologie/>)

On peut en déduire la courbe de concentration en fonction du temps C_t . Le débit Q est alors obtenu par intégration de la concentration au cours du temps :

$$Q = \frac{M}{\int_0^T (C_t - C_0) dt}$$

Q : débit du cours d'eau [l/s]

M : masse de traceur injecté [mg]

C_t : salinité de l'eau au temps t [mg/l]

C_0 : salinité de base de l'eau [mg/l]

t : durée du prélèvement [s]

Annexe VI

Analyse géomorphologique des débits mesurés au sein du réseau secondaire

Bassin du Crébadès

Les graphiques de la Figure 9 présentent les débits mesurés au sein du réseau secondaire du bassin du Crébadès en fonction de plusieurs caractéristiques géomorphologiques du réseau potentiel et des bassins drainés. Le réseau potentiel utilisé ici est le RTR. En raison d'omissions de certains tronçons à l'extraction de ce réseau, certains points d'observations ne sont pas situés sur le RTR. Les caractéristiques du réseau potentiel ne sont donc pas connues sur ces points et ne peuvent être représentées sur les graphiques traitant de ce réseau.

Tout d'abord, les deux premiers graphiques présentent les débits mesurés en fonction de la distance aux sources, de l'ordre de Shreve ainsi que de la densité de drainage du RTR. L'objectif est d'évaluer l'importance du développement du réseau potentiel sur les débits mesurés.

La distance aux sources du RTR a été utilisée ici car elle permet de mieux discriminer l'ensemble des observations que la distance à l'exutoire. Certains débits, très faibles, mesurés sur de petites ravines de versants courts et proches de l'exutoire sont en effet mieux séparés des débits plus importants mesurés sur des réseaux de versants plus étendus en utilisant ce paramètre.

Ensuite, les deux graphiques suivants représentent les débits en fonction de la distance à l'exutoire et de deux ruptures de pente analysées à deux échelles différentes. L'objectif est d'évaluer si les pentes et leur changement au sein du bassin peuvent influencer sur les débits mesurés.

La première rupture de pente est celle calculée par l'algorithme NET et présentée dans la partie 2 de ce document (1.5.5). Elle concerne une échelle locale, comparant la pente de l'arête considérée avec celles des premières arêtes situées à son amont. La deuxième rupture de pente, appelée rupture de pente amont, concerne une échelle plus large, comparant la pente amont moyenne du bassin avec celle de l'arête considérée. Cette analyse permet ainsi de comparer les influences des changements de pente au niveau local et au niveau du bassin amont.

La distance à l'exutoire représente quant à elle la distance du point d'observation à l'exutoire du bassin en suivant le réseau de drainage.

Enfin, les deux derniers graphiques présentent les débits en fonction de la distance à l'exutoire et de la pente amont moyenne du réseau RTR ou du bassin. L'objectif est de comparer l'influence des caractéristiques de bassin et de réseau.

La pente amont moyenne du RTR représente la moyenne des pentes des arêtes du RTR situés à l'amont du point d'observation considéré. La pente amont moyenne du bassin représente la pente moyenne du bassin drainé au point considéré.

L'analyse comparée de ces deux graphiques permet donc d'évaluer les influences respectives du réseau hydrographique potentiel et du bassin amont.

L'ensemble de ces graphiques est présenté à la page suivante. La valeur des débits, représentée par l'aire des ellipses, est reportée sur chacun des graphiques.

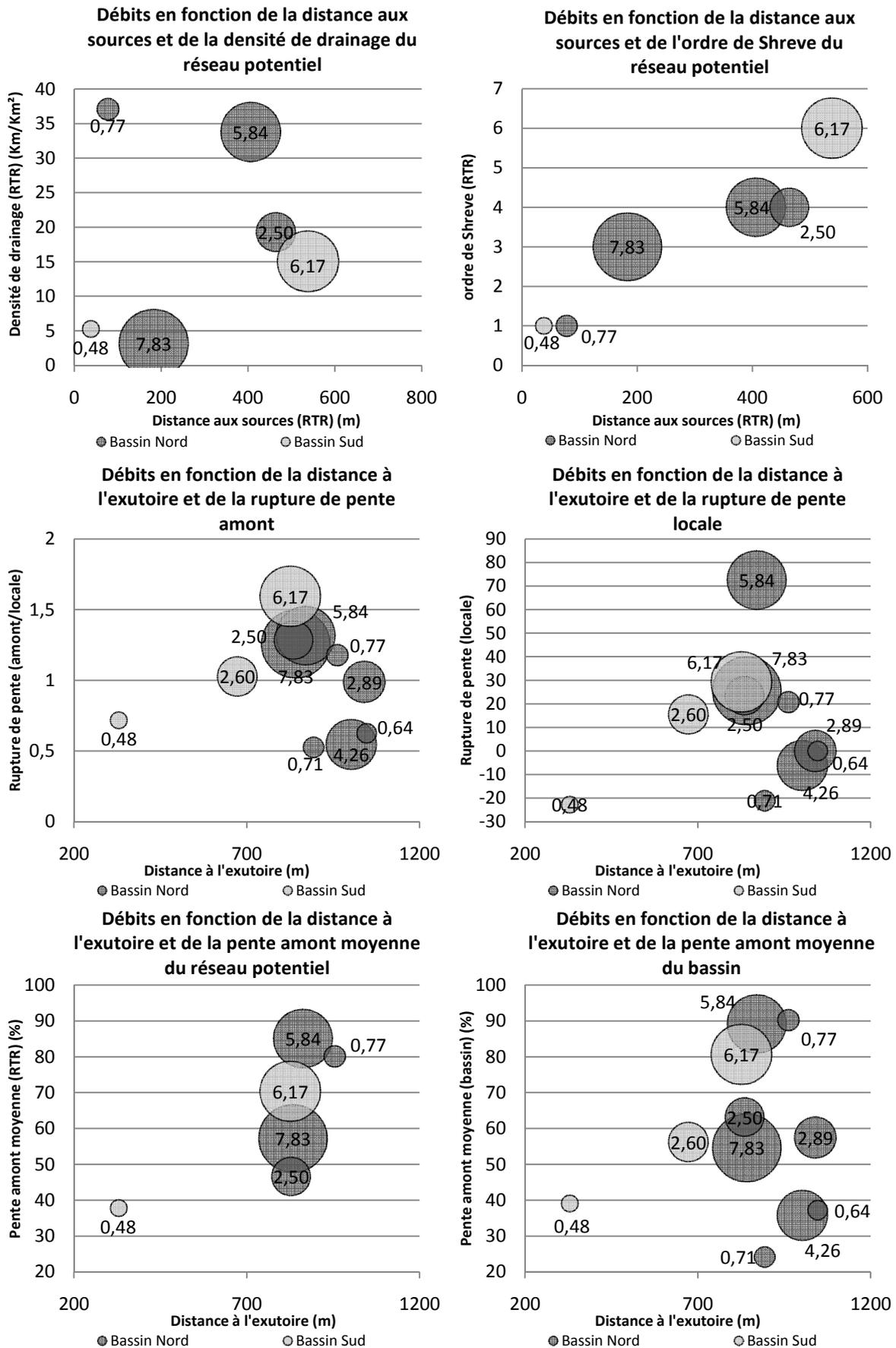


Figure 9: Débits mesurés le 3 Novembre 2008 au sein du réseau secondaire du Crébadès

La première constatation issue de ces graphiques concerne la variabilité des débits mesurés pour des mêmes valeurs de caractéristiques géomorphologiques. Aucune tendance n'est en effet visible sur l'ensemble de ces graphiques.

Deuxièmement, le nombre des points d'observations du réseau secondaire du bassin Sud est inférieur à ceux du bassin Nord. Au nombre de trois, ils reflètent le faible développement du réseau secondaire de ce sous bassin, à l'inverse du bassin Nord. Ce faible nombre de points limite l'interprétation des tendances observées sur ce graphique, trois points ne pouvant refléter une tendance globale.

Concernant les deux premiers graphiques et l'influence du réseau potentiel sur les débits mesurés au sein du réseau secondaire, il en ressort deux observations.

Tout d'abord, la densité de drainage du réseau RTR n'évolue pas de façon constante avec son éloignement des sources. Si la densité de drainage converge vers celle du réseau total en se rapprochant de l'exutoire, les densités de drainage proche des sources varient de 5 Km/Km² à 35 Km/Km².

Au contraire, l'ordre de Shreve du réseau évolue de manière constante en s'éloignant des sources. Pour autant, les débits ne semblent suivre ni l'importance de la densité de drainage du réseau, ni son ordre de Shreve.

Les ruptures de pente ne semblent pas non plus influencer sur les débits mesurés dans le réseau secondaire. La majorité des débits sont toutefois mesurés sur des tronçons créant un ralentissement de la pente (>1 pour la rupture de pente amont, et >0 pour la rupture de pente locale). Ils sont donc situés sur des tronçons n'augmentant pas ou peu la pente du réseau et présentant une pente inférieure à celles des bas de versants avoisinants et du bassin amont dans sa globalité. Ainsi, plus ces valeurs de rupture de pente sont élevées, plus les réseaux dans lesquels les débits ont été mesurés sont des lieux privilégiés pour les exfiltrations d'écoulements provenant des versants.

Pour autant, la valeur des débits ne semble pas influencée par ces valeurs de rupture de pente.

La distance à l'exutoire n'influe apparemment pas non plus sur les débits mesurés. En effet, aucune tendance n'est observée sur les débits en fonction de ce paramètre. Toutefois, la plupart des débits mesurés sur le réseau secondaire sont situés à une distance comprise entre 700m et 1100m de l'exutoire. Sur le bassin Sud, des débits faibles sont mesurés à des distances inférieures, jusqu'à 300m de l'exutoire. Cela témoigne de la présence d'un réseau secondaire sur un versant proche de l'exutoire.

Enfin, la pente moyenne amont, du réseau potentiel ou du bassin, ne semblent pas non plus jouer un rôle sur la valeur des débits mesurés dans le réseau secondaire. Ces valeurs de pente amont moyenne sont légèrement plus faibles au sein du réseau potentiel que sur le bassin amont. Les fortes pentes des versants sont donc plus accentuées que celle du réseau potentiel.

Une dernière caractéristique du réseau, liée à sa morphologie, peut également être étudiée au regard des débits du réseau secondaire.

Le graphique suivant présente les débits en fonction de l'indice d'encaissement du thalweg dans lequel ils ont été mesurés (voir Figure 10).

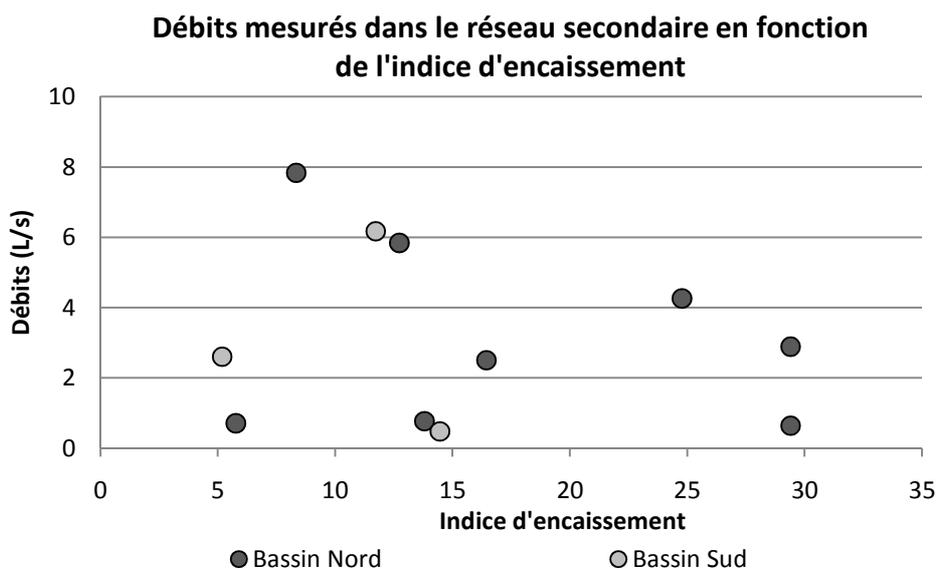


Figure 10: Débits mesurés au sein du réseau secondaire en fonction de l'indice d'encaissement du thalweg (Crébadès)

Encore une fois, les caractéristiques du réseau potentiel ne semblent pouvoir expliquer les débits mesurés au sein du réseau secondaire. En effet, aucune tendance n'est observable sur le graphique de la Figure 10. Les débits varient de moins de 1 L/s à presque 8 L/s quelque soit les valeurs de l'indice d'encaissement. L'encaissement des thalwegs, qui reflète l'importance des pentes des bas de versants entourant ce linéaire, ne semble donc pas contrôler les débits au sein du réseau secondaire.

La caractérisation géomorphologique des débits mesurés sur le bassin du Cartaou est menée dans les paragraphes qui suivent. Une conclusion générale portant sur l'étude géomorphologique des débits des deux bassins pilotes ponctura cette analyse.

Annexe VII

Analyse géomorphologique des débits mesurés au sein du réseau secondaire

Bassin du Cartaou

Comme pour le bassin du Crébadès, les graphiques de la Figure 11 présente les débits en fonction de plusieurs caractéristiques géomorphologiques du réseau potentiel et du bassin.

L'ensemble des graphiques ont la surface drainée reportée en abscisse. La valeur maximale de l'axe est limitée à 5000m² afin de ne représenter que les débits du réseau secondaire.

Les deux premiers graphiques présentent les débits mesurés en fonction des paramètres de conformation du RTR : densité de drainage et ordre de Shreve. Comme précédemment, l'objectif est d'évaluer l'importance du développement du réseau potentiel sur les débits mesurés.

Ensuite, les deux graphiques suivants représentent les débits en fonction de la surface drainée et des deux ruptures de pente : la pente locale et la pente amont, décrites précédemment. L'objectif est toujours d'évaluer si les pentes et leur changement au sein du bassin peuvent influencer sur les débits mesurés.

Enfin, les deux derniers graphiques présentent les débits en fonction de la surface drainée et de la pente amont moyenne du réseau RTR et du bassin. L'analyse comparée de ces deux graphiques permet d'évaluer les influences respectives du réseau hydrographique potentiel et du bassin amont.

L'ensemble de ces graphiques est présenté à la page suivante. La valeur des débits, représentée par l'aire des ellipses, est également reportée sur chacun des graphiques.

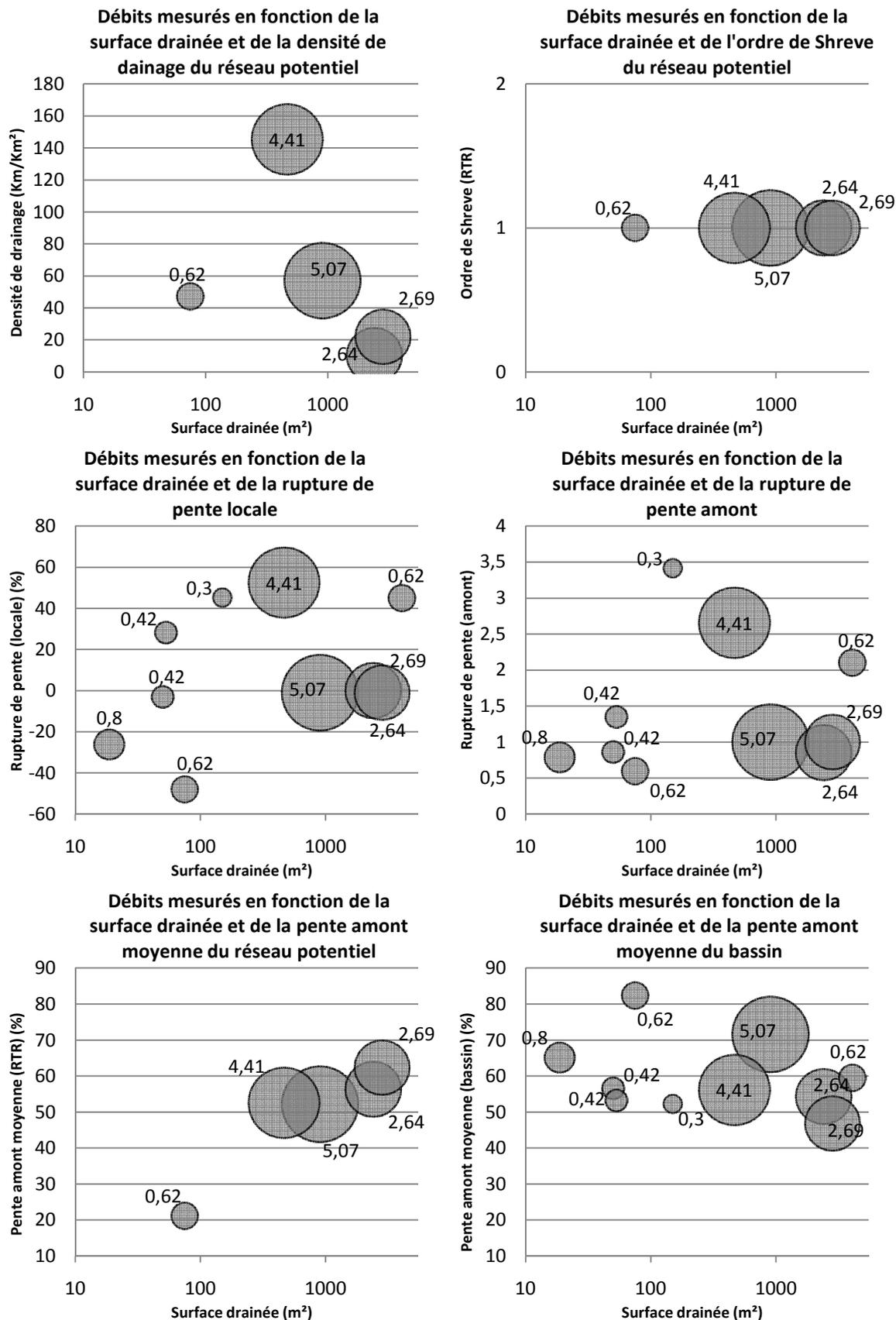


Figure 11: Débits mesurés le 3 Novembre 2008 au sein du réseau secondaire du Cartau

Comme sur le bassin du Crébadès, la variabilité des débits mesurés pour des mêmes valeurs de caractéristiques géomorphologiques ne permet de dégager aucune tendance de ces graphiques.

Concernant les deux premiers graphiques et l'influence du réseau potentiel sur les débits mesurés au sein du réseau secondaire, il en ressort deux observations.

En ce qui concerne la densité de drainage du réseau RTR, son évolution avec la surface drainée ne montre aucune tendance. Variant de 10 Km/Km² à plus de 140 Km/Km², sa valeur maximale est atteinte sur le point 24 drainant une superficie de l'ordre de 500m². Les débits ne montrent aucune tendance avec la densité de drainage du réseau potentiel.

De même, l'ordre de Shreve du réseau potentiel étant de 1 pour l'ensemble des débits mesurés dans le réseau secondaire, il ne permet pas de les évaluer. Toutefois, cela montre à la fois que ces débits ont été mesurés dans des drains de haut de versants, localisés à l'amont de la première confluence du réseau potentiel, et le fort développement du réseau secondaire qui occupe ainsi les drains les plus amont du bassin.

Comme pour le bassin du Crébadès, les ruptures de pente ne semblent pas non plus influencer sur les débits mesurés dans le réseau secondaire. Par contre, contrairement au Crébadès cette fois, les débits mesurés sur le réseau secondaire sont situés invariablement sur des drains augmentant ou diminuant la pente, par rapport à l'environnement immédiat ou au bassin amont.

L'importance des débits ne semble donc pas influencée par ces valeurs de rupture de pente.

Enfin, en ce qui concerne les pentes moyennes amont, elles augmentent avec la surface drainée le long du réseau potentiel alors qu'elles diminuent globalement sur les bassins drainés. Cette observation met en évidence l'importance des pentes au sein du réseau et leur décalage progressif avec les pentes des versants amont. Cela traduit des versants dont les pentes moyennes diminuent en descendant vers l'aval et un réseau qui, au contraire, voit sa pente augmenter le long du même gradient.

Cette observation peut traduire deux phénomènes.

L'augmentation des pentes du réseau vers l'aval peut révéler une forte érosion du lit, de plus en plus importante à mesure que les volumes liquides ou solides sont potentiellement plus importants. A la vue de la morphologie des thalwegs et de la granulométrie des lits mineurs, il est en effet fort probable que les événements majeurs provoquent une érosion accélérée des cours d'eau, en transportant à la fois des éléments solides grossiers et en évacuant des quantités importantes d'eau. Mais cette augmentation des pentes traduit également l'importance des ouvrages réalisés tout au long du réseau hydrographique du bassin. En effet, les tancats, barrant de manière transversale les écoulements au sein des thalwegs, peuvent mesurer plusieurs mètres de haut. En créant de véritables murs tout au long du réseau, ils augmentent localement (directement à leur aval) la pente de manière très importante, et contribuent à augmenter artificiellement les pentes moyennes calculées le long du réseau.

La conjonction de ces deux phénomènes serait ainsi responsable du décalage entre les pentes amont du réseau potentiel et celles des bassins drainés.

Le graphique suivant présente comme précédemment les débits en fonction de l'indice d'encaissement du thalweg dans lequel ils ont été mesurés (voir Figure 10).

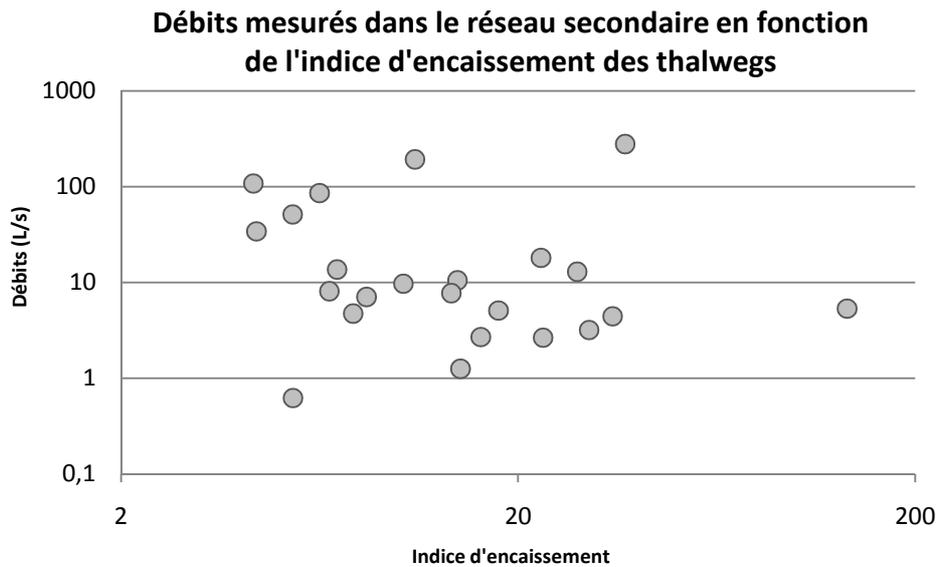


Figure 12: Débits mesurés au sein du réseau secondaire en fonction de l'indice d'encaissement du thalweg (Cartaou)

De nouveau, les caractéristiques du réseau potentiel ne semblent pouvoir expliquer les débits mesurés au sein du réseau secondaire. Ainsi, les valeurs des débits ne semblent pas évoluer avec les indices d'encaissement des thalwegs dans lesquels ils ont été mesurés. La grande variabilité des débits (de 0,6 L/s à 278 L/s), ainsi que des indices d'encaissement (de 4 à 135), ne met en évidence aucune tendance permettant de relier l'encaissement des thalwegs et l'importance des débits. Les volumes d'écoulements générés dans le réseau secondaire ne sont donc pas dépendants de la morphologie des thalwegs dans lesquels ils s'écoulent.

Annexe VIII

Analyse géomorphologique de la pérennité des drains Bassin du Crébadès

Ces paragraphes se proposent de caractériser les différents drains en eau en fonction de leur pérennité. L'objectif est d'analyser l'influence des paramètres géomorphologiques du réseau potentiel sur la régularité de mise en eau de ses drains, observés lors de l'ensemble des campagnes de terrain.

Le graphique qui suit représente la totalité des drains observés en eau pendant la période d'observation de ces travaux. Les pentes moyennes amont et les surfaces drainées calculées sur le réseau potentiel sont utilisées pour comparer les différents drains en eau en fonction de leur occurrence de mise en eau. L'objectif est d'évaluer si ces paramètres clés peuvent expliquer la pérennité des différents drains.

La cohérence des paramètres étudiés entre le réseau RTR et le réseau de référence est tout d'abord analysée afin d'évaluer la fiabilité du réseau RTR à correctement représenter les caractéristiques du réseau de référence. Les caractéristiques du réseau de référence, photo-interprété sur le LIDAR et constituant l'extension la plus fiable du réseau potentiel du bassin, sont reportées sur le premier graphique. Les caractéristiques du réseau RTR, utilisées dans le second graphique, sont issues des calculs de l'algorithme NET. La comparaison des résultats de ces deux graphiques permet ainsi d'évaluer la capacité du réseau RTR à correctement représenté le réseau potentiel du bassin.

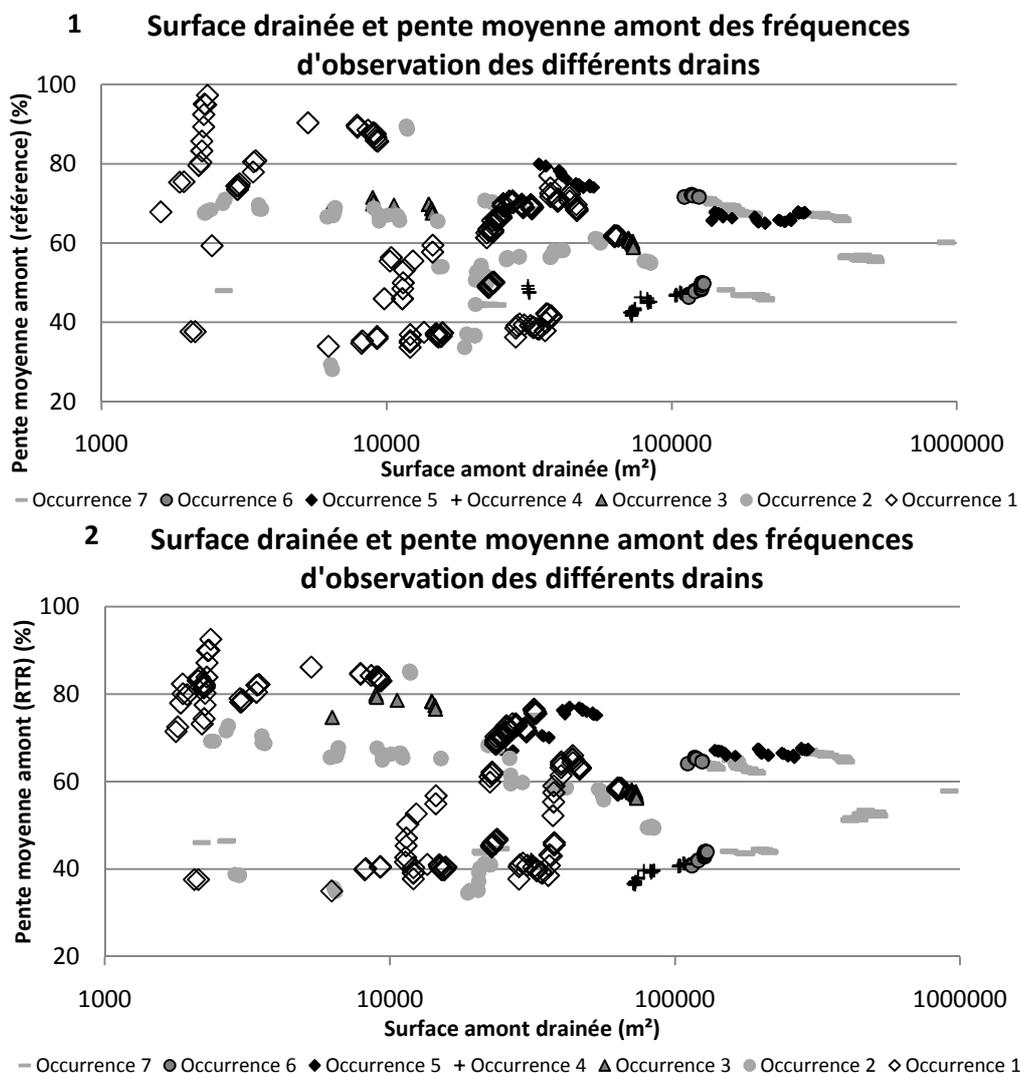


Figure 13: Surface amont drainée et pente moyenne du bassin amont des réseaux observés sur le Crébadès
 1 : Caractéristiques calculées sur le réseau de référence
 2 : Caractéristiques calculées sur le réseau RTR

Les graphiques de la Figure 13 mettent en évidence la cohérence du réseau RTR avec le réseau de référence. En effet, les deux graphiques présentés montrent de grandes similarités. Quelques différences concernent cependant les drains les plus temporaires (occurrence 1 et 2). C'est en effet dans les zones de hauts de versants, donc aux occurrences de mises en eau les plus faibles que les différences sont les plus importantes entre le réseau de référence et le réseau RTR. Toutefois, ces différences n'affectent pas la représentation globale des caractéristiques présentées.

Par conséquent, le réseau RTR sera considéré dans la suite de ces analyses comme représentant le réseau potentiel de référence, permettant d'étudier l'influence de ses caractéristiques géomorphologiques sur la mise en eau de ses différents drains.

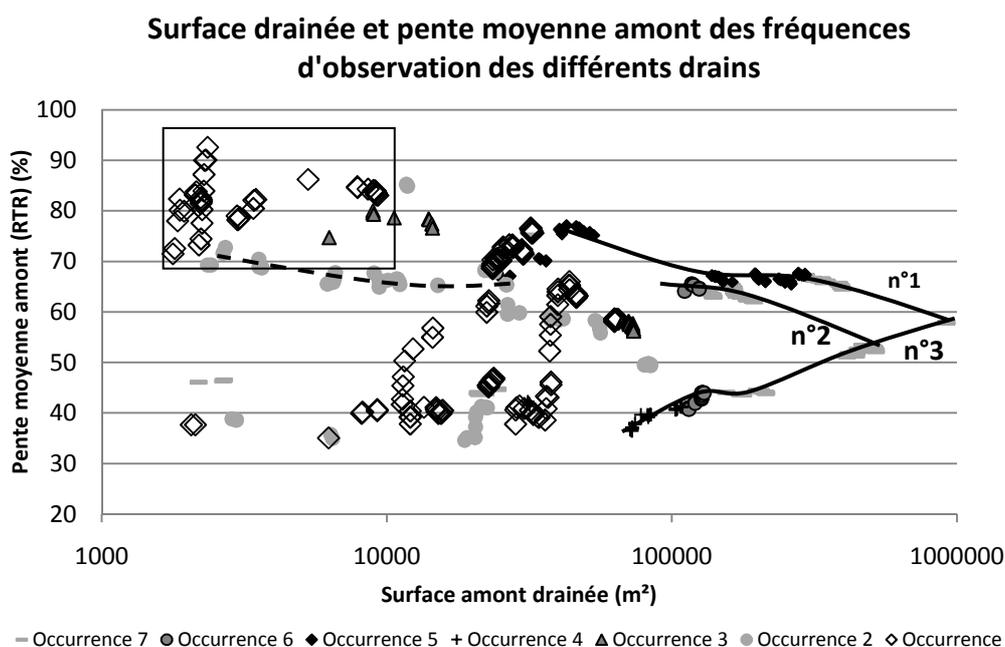


Figure 14: Surface amont drainée et pente moyenne amont des réseaux observés en eau sur le Crébadès
 1 : Caractéristiques calculées sur le réseau de référence
 2 : Caractéristiques calculées sur le réseau RTR

Le graphique précédent révèle clairement l'organisation en trois sous bassins du Crébadès. Les cours d'eau principaux de ces trois sous bassins sont matérialisés sur le graphique 2 de la Figure 14 (lignes noires). Le linéaire 1 correspond au réseau principal du sous bassin Nord tandis que les linéaires 2 et 3 correspondent aux deux thalwegs principaux constituant le réseau principal du sous bassin Sud. Leurs pentes moyennes amont évoluant de manière continue avec la surface amont drainée, ils sont rapidement identifiables sur ces graphiques. A l'inverse, d'autres courts linéaires, plus temporaires, sortent clairement de la tendance générale des drains principaux.

Ces graphiques permettent par conséquent de mettre en valeur les différences géomorphologiques entre les drains de versants et le réseau principal.

La cartographie de la Figure 15 présente les occurrences de mises en eau des différents drains du Crébadès et la répartition des valeurs de pente moyenne amont calculées sur le RTR, afin de compléter l'analyse de ces graphiques.

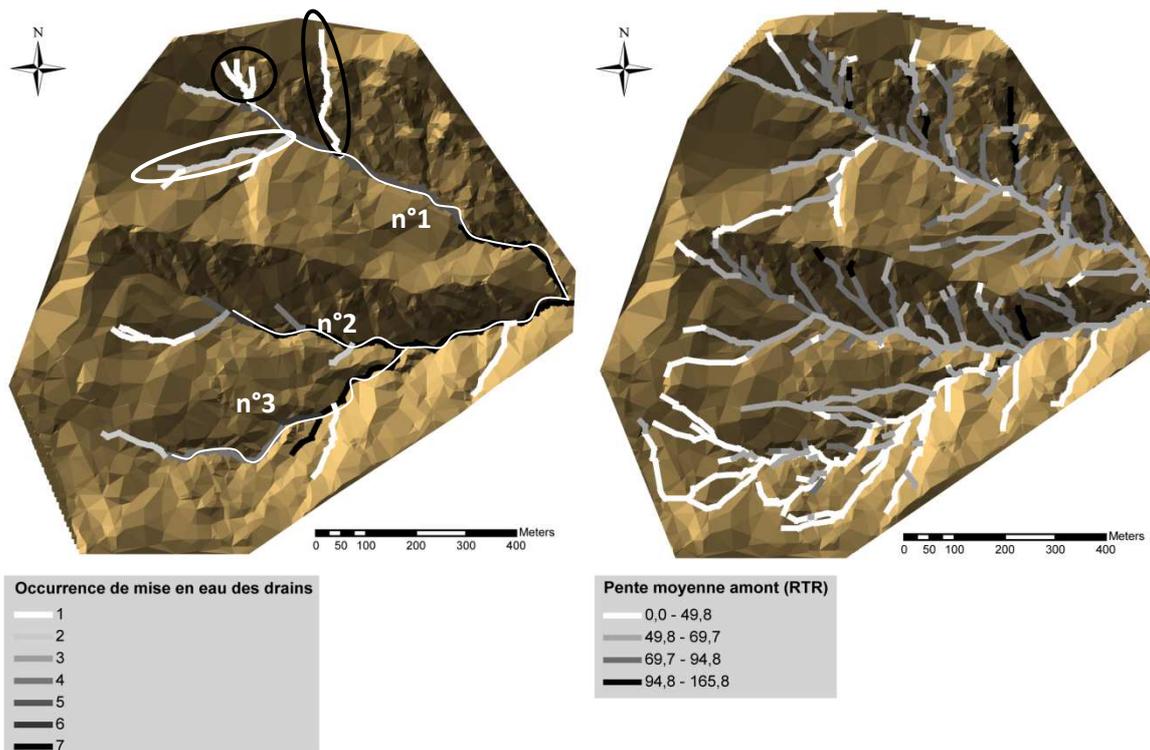


Figure 15: Occurrence de mises en eau des drains et pente moyenne amont sur le Crébadès

Une première remarque à relever des graphiques de la Figure 13 concerne la surface drainée nécessaire à l'initiation des écoulements au sein du réseau principal. En effet, le linéaire n°1 remonte jusqu'aux surfaces drainées les plus faibles, de l'ordre de 34000m², tandis que le départ du linéaire n°2 s'effectue à une surface trois fois supérieure, d'environ 110000m². L'hypothèse pouvant expliquer ces différences concerne l'importance des pentes, révélées par la Figure 13, et celle des sols, appréhendée sur le terrain.

Les fortes pentes et l'encaissement du bassin Nord, centré sur un drain principal marqué, font que les écoulements convergent rapidement vers le drain principal. Les écoulements de versants sont donc limités et le réseau principal est long et remonte relativement haut en altitude. Au contraire, le bassin Sud est plus évasé, les pentes y sont nettement plus faibles, surtout sur le linéaire n°3 et le réseau est plus ramifié. C'est pourquoi les écoulements de versants sont en plus grand nombre mais convergent vers un drain principal nettement plus à l'aval que sur le sous bassin Nord.

Mais ces différences de pentes n'expliquent pas les différences sur les surfaces drainées d'initiation entre les linéaires n°2 et 3, ce dernier étant plus courts bien que présentant des pentes amont plus marquées. L'importance des épaisseurs de sols doit ici jouer son rôle.

En effet, le linéaire n°3 est entièrement situé sur les versants Est, présentant des épaisseurs de sol relativement importantes. Au contraire, le linéaire n°2, relativement encaissé, sépare les versants exposés au Sud, courts, très pentus et aux sols peu profonds, des versants exposés à l'Est, larges et forestiers. Les sols, beaucoup plus épais sur les versants du linéaire n°3, pourraient permettre, à surface drainée équivalente, le stockage d'un volume plus important des eaux précipitées. Les sols pourraient ainsi maintenir des écoulements suffisamment importants pour l'établissement d'un réseau pérenne. Dans ce cas, l'importance des sols compense la faible convergence des écoulements.

Au sein du bassin Sud, un premier sous bassin est constitué de drains dont la pente moyenne amont diminue avec la surface drainée (linéaire n°2 des Figure 13 et Figure 15). La longueur de son linéaire principal, où les occurrences de mises en eau évoluent avec la surface drainée et la pente moyenne amont, est beaucoup plus réduite que le linéaire n°3. Il concerne essentiellement les occurrences 7 et 6. Ce linéaire est celui du thalweg Nord du sous bassin Sud.

Ligne de partage entre un large versant aux pentes modérées, exposé à l'Est et présentant des épaisseurs de sols relativement importantes et un versant court, abrupt, accidenté et exposé au Sud, ce thalweg présente des pentes inférieures à celui du sous bassin Nord mais plus élevées que le thalweg le plus au Sud du bassin. L'influence des versants Sud semble ainsi limiter l'extension de ce réseau vers l'amont tandis que les versants Est pourraient permettre le maintien régulier de sa mise en eau.

Le thalweg le plus au Sud est représenté par le linéaire n°3 des Figure 13 et Figure 15. Il observe une organisation inverse aux deux premiers sous bassins. En effet, la pente moyenne amont a tendance à augmenter avec la surface drainée, depuis les occurrences les plus faibles jusqu'aux drains les plus pérennes.

Ce bassin, dont les hauts de versants occupent majoritairement des versants exposés à l'Est, aux pentes relativement faibles et aux sols plus profonds, a tendance à devenir de plus en plus encaissé vers l'aval. Les occurrences de mises en eau sont également structurées de l'amont vers l'aval mais de manière inverse à celle du sous bassin Nord en ce qui concerne les pentes.

Les drains de versants ne suivant pas l'organisation du réseau principal présentent des occurrences de mises en eau relativement élevées (jusqu'à 4), contrairement au sous bassin Nord où les drains de versants sont observés en eau au maximum 2 fois. Cette observation vient confirmer l'importance relative de l'activité du réseau secondaire dans le sous bassin Sud.

Le sous bassin Nord de son côté est constitué des drains présentant les plus fortes pentes amont (linéaire n°1 sur le graphique 2 de la Figure 13). Dans ce bassin, à mesure que la surface drainée augmente, les drains sont de plus en plus permanents et la pente moyenne amont diminue jusqu'à atteindre la valeur moyenne du réseau RTR sur le Crébadès. Les occurrences de mises en eau sont donc classiquement structurées de l'amont vers l'aval, les drains les plus fréquemment en eau drainant les plus grandes superficies et présentant les pentes amont les plus faibles.

Les drains les plus temporaires présentent quant à eux de courts linéaires, représentés par une succession rapprochée de points d'occurrence 1 (rectangle noir du graphique 2 de la Figure 13). Ces drains, situés sur les hauts du versant Nord de ce sous bassin (cercle noir sur la Figure 15), présentent les plus fortes pentes (entre 70% et 95%).

Une série de drains d'occurrence 2 faisant également partie de ce sous bassin (ligne pointillée sur le graphique) présente une pente moyenne amont légèrement inférieure aux autres drains du même bassin. Ils sont en effet situés sur une zone amont du sous bassin Nord aux pentes relativement faibles, sur un large versant exposé à l'Est (ellipse blanche sur la Figure 15).

La pérennité des drains de ce sous bassin apparaît donc fortement liée à la surface amont qu'ils drainent mais également à la valeur de leurs pentes.

Annexe IX

**Analyse de la cohérence des caractéristiques
géomorphologiques extraites sur le RTR avec celles du
réseau de référence**

Bassin du Cartaou

Les caractéristiques calculées sur le réseau RTR sont comparés à celles du réseau de référence dans les paragraphes qui suivent.

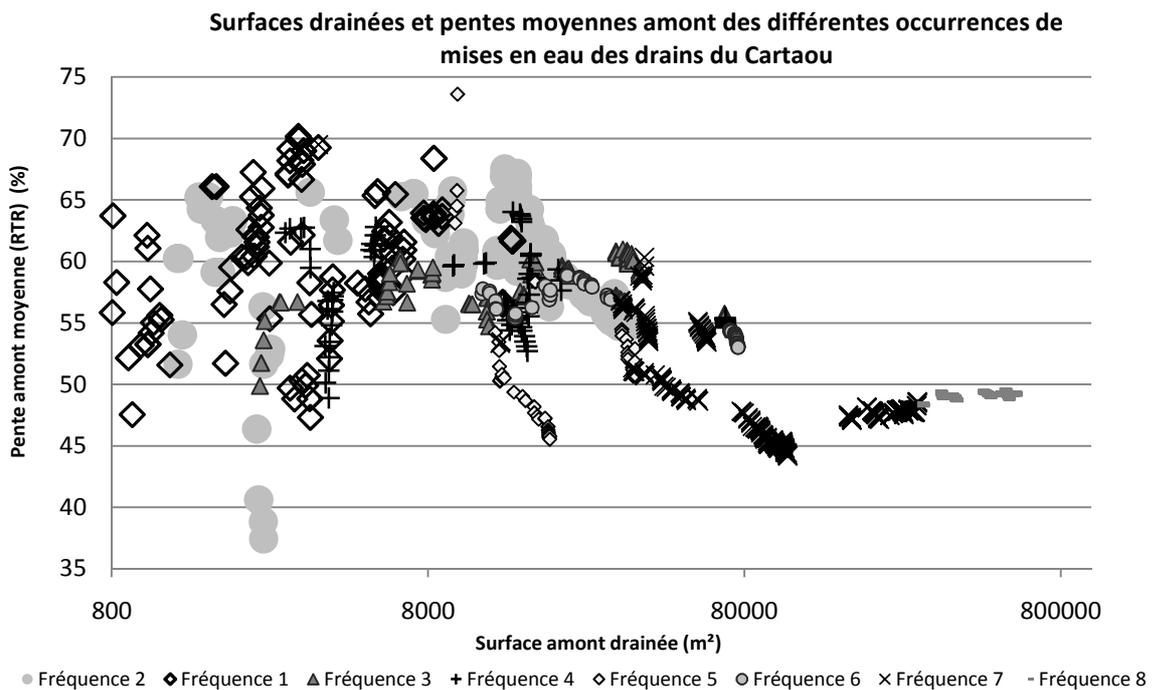
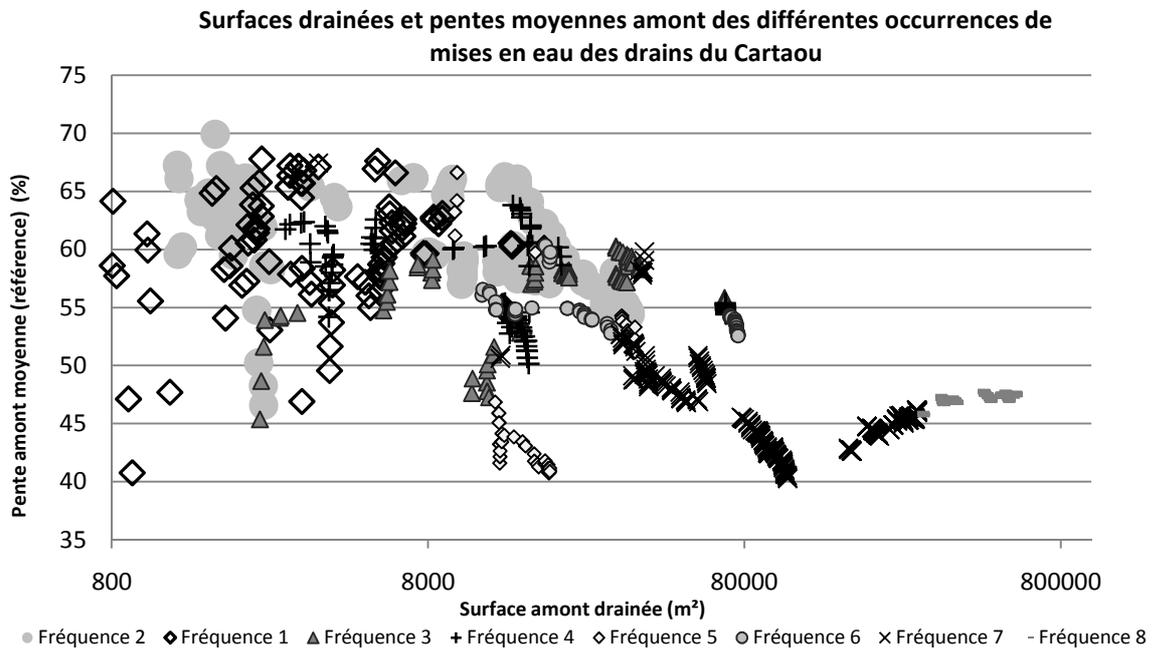


Figure 16: Surfaces drainées et pentes moyennes amont des différentes occurrences de mises en eau des drains du Cartau

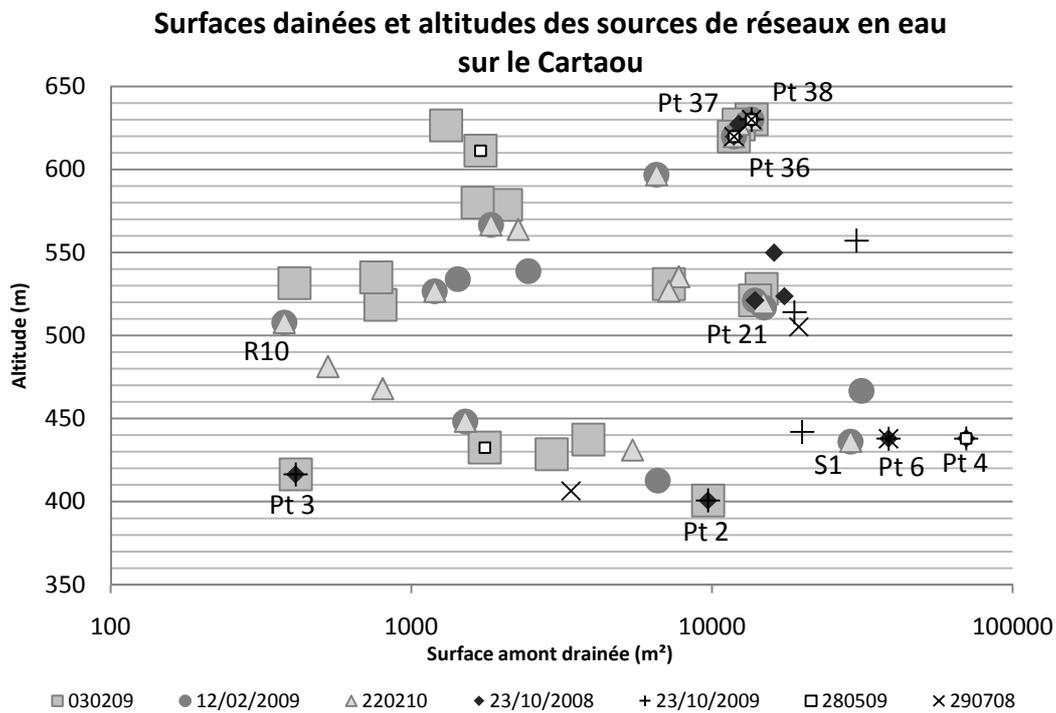
Contrairement au bassin du Crébadès, et même si les deux graphiques présentés sont globalement semblables, des différences sur les indices de pentes moyennes amont apparaissent entre le réseau RTR et le réseau de référence. Notamment, il faut noter que les résultats obtenus sur le réseau RTR présentent des pentes moyennes amont légèrement supérieures sur l'ensemble des occurrences de mises en eau, d'environ 5%. Hormis ce décalage, les linéaires formés par les différents réseaux observés sont correctement représentés et présentent globalement les mêmes tendances.

Annexe X

Analyse géomorphologiques de la localisation des sources des réseaux en eau

Bassin du Cartaou

Le graphique de la Figure 17 présente les surfaces drainées et les altitudes des sources des réseaux en eau observées durant l'ensemble des campagnes de terrain sur le bassin du Cartaou tandis que la Figure 18 présente la cartographie de leur répartition.



Les numéros des points d'observation indiqués sur la Figure 17 sont les points les plus proches des sources représentées.

Comme pour le bassin du Crébadès, les sources, en fonction des périodes d'observations, drainent des surfaces très variables, comprises entre 400m² et 70000m². Celles drainant les plus faibles surfaces sont observées en eau sur les épisodes les plus importants, des 3 et 12 Février 2009 et du 22 Février 2010.

De même, les altitudes des sources varient dans une plage très large comparable à l'amplitude des altitudes du bassin. Présentes de 400m à plus de 630m d'altitude, les sources peuvent remonter haut sur les versants.

Cette observation vient confirmer la grande variabilité des extensions de réseaux observés sur le Cartaou et des conditions nécessaires à l'établissement des écoulements de surface sur ce bassin.

Ce qui est frappant sur ce graphique est la redondance des sources les plus en altitude. Les points 36, 37 et 38, faisant partie des 4 sources les plus en altitude (>620m) ont ainsi été 6 fois le siège du départ des écoulements surfaciques de leur réseau. Ces points sont les départs du thalweg principal du bassin, sur les versants les plus au Sud. S'ils sont effectivement situés haut en altitude sur les versants, ils drainent cependant une superficie relativement importante, supérieure à 11 000m², pouvant expliquer la redondance des écoulements qui y sont observés.

Il convient en outre de remarquer que les sources les plus récurrentes, observées plus de trois fois, drainent des surfaces supérieures ou égales à 10 000 m². Seul le point 3 fait exception à cette règle.

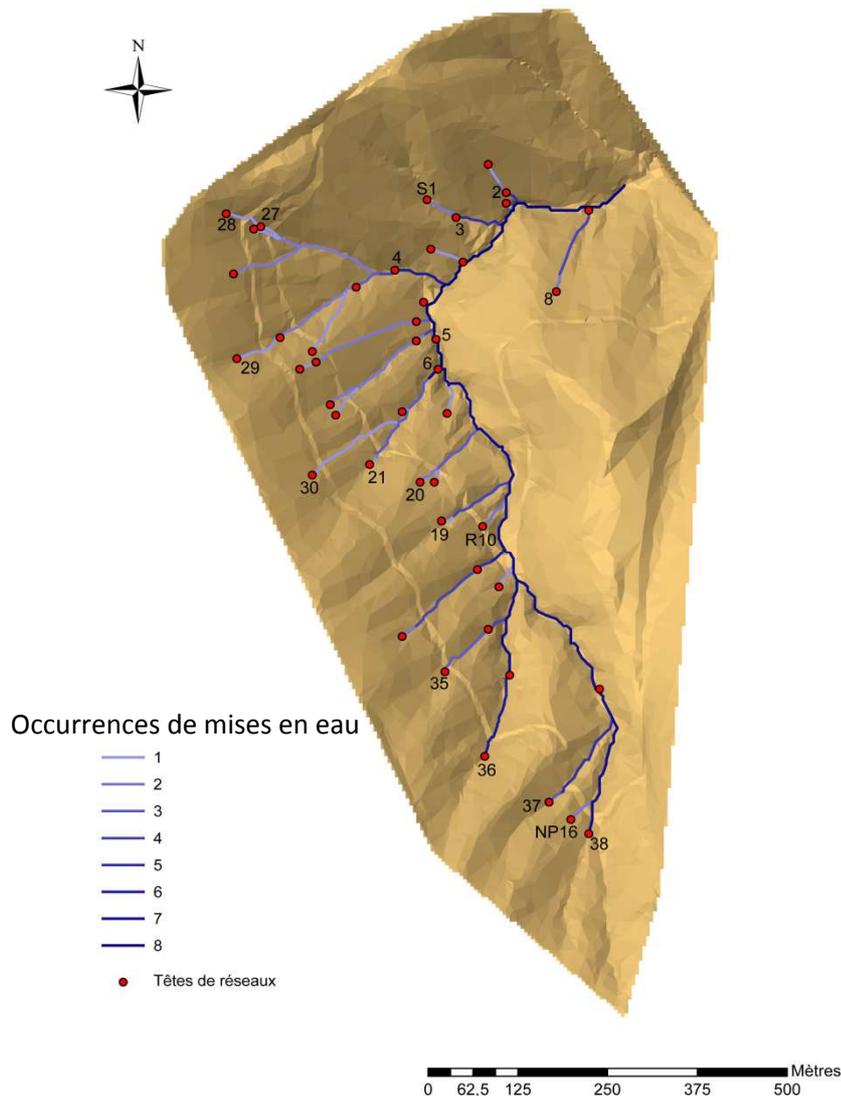


Figure 18: Cartographie des sources en eau

Le point 3, situé sur un court drain transversal au thalweg principal proche de l'exutoire, est relativement fréquemment le départ des écoulements de son réseau (3 fois) par rapport à la surface qu'il draine (la plus faible de l'ensemble des sources). En outre, il constitue un départ d'écoulement pour des observations menées sur des évènements très différents : par exemple pendant l'épisode ayant généré la plus grande extension de réseau en eau (le 22 février 2010) et pendant une période intermédiaire en mai 2009. La redondance de cette source, pour des états hydrologiques de bassins très différents, doit donc être expliquée par d'autres facteurs que la surface drainée. De même, le point R10, qui draine une superficie équivalente au point 3, est par deux fois le départ d'un écoulement surfacique canalisé par un réseau. La raison de son déclenchement fréquent est étudiée par la suite.

A l'inverse, le point 4, également situé sur un drain transversal au thalweg principal, draine la plus importante superficie des sources de ce bassin (70 000 m²) et est à la tête de son réseau sur 2 campagnes d'observations. Ce point 4 est situé à l'aval du versant Nord Ouest déjà identifié dans les paragraphes précédents. Drainant une surface importante à l'aval de la confluence des deux drains principaux de ce versant, il ne peut que rarement constituer le départ de leurs écoulements, les sources des écoulements étant plus régulièrement situées à son amont. C'est pourquoi il constitue une sources seulement pendant les épisodes les moins importants.

Un autre point remarquable est le point 6. Situé en bas de versant, à l'aval d'un drain relativement long montant haut sur les versants, il draine la deuxième plus importante surface de l'ensemble des sources. Il est pourtant relativement fréquemment le départ des écoulements de son réseau (3 fois). Ce point est situé à la confluence du thalweg principal, dans une zone où ce dernier est particulièrement encaissé. Il est situé à l'aplomb d'une chute d'eau d'environ 4 mètres de hauteur qui constitue une rupture de pente particulièrement forte avec le versant amont. Une analyse plus approfondie des causes géomorphologiques de son déclenchement est menée à travers les figures suivantes.

Les graphiques suivants présentent les ruptures de pente amont et les pentes locales des différentes sources, en fonction de la surface amont drainée.

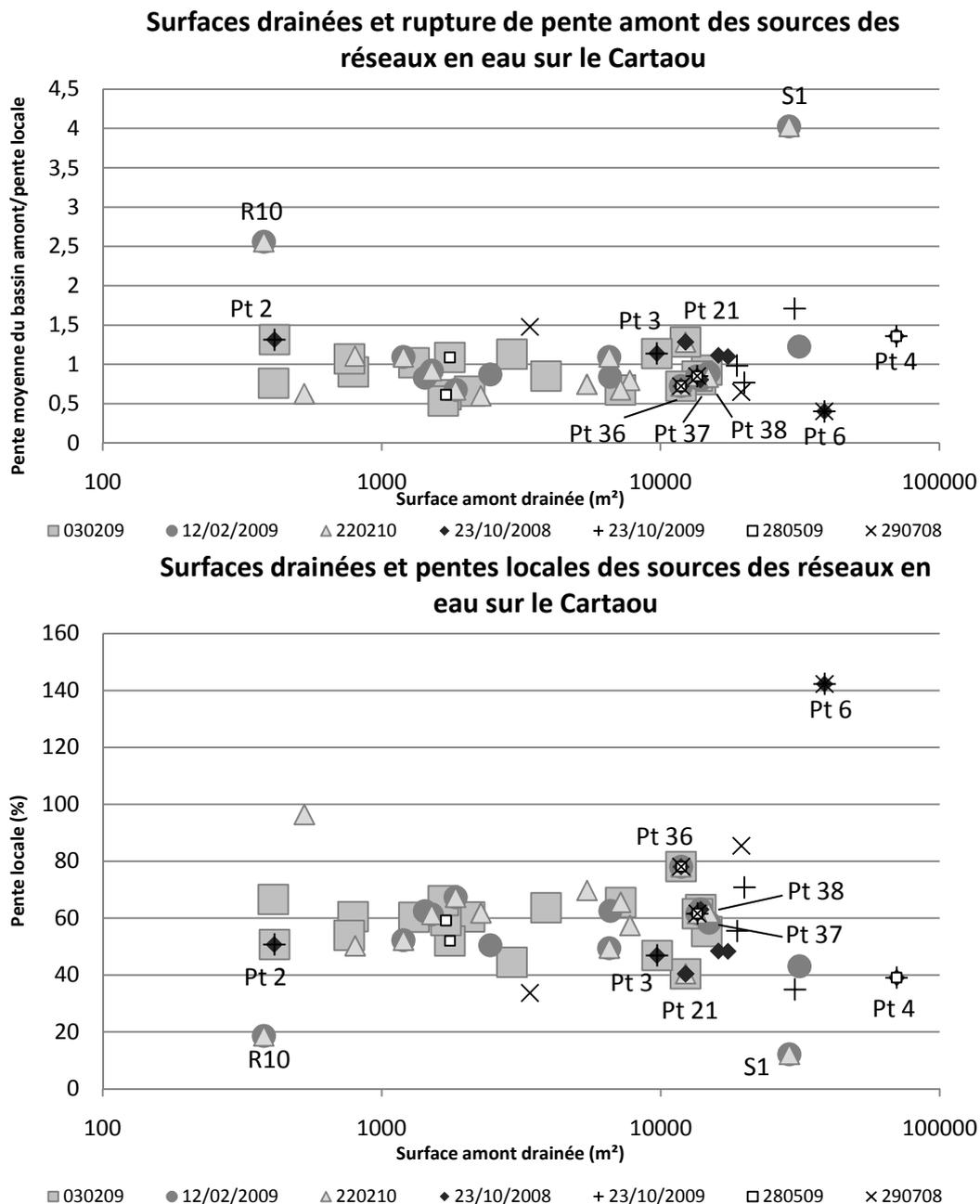


Figure 19: Rupture de pente et pente locale en fonction de la surface drainée des différentes sources du bassin du Cartaou

Globalement, les sources se situent sur des tronçons ne marquant pas de changement de pente marquée avec le bassin amont. En effet, la majorité de ces points ont des valeurs de rupture de pente amont proche de 1.

Quelques départs d'écoulements font cependant exception.

Les points S1 et R10, avec des valeurs de rupture de pente amont supérieures à 2,5 et des pentes locales faibles (de l'ordre de 20%), sont situés sur des tronçons diminuant fortement la pente par rapport celle du bassin qu'ils drainent.

En ce qui concerne la source au point R10, située au niveau de la piste DFCI, sa faible valeur de surface drainée ne reflète probablement pas la surface réellement drainée par ce point. En effet, situé au bas d'un versant Ouest, il est probable que ce point draine en sub-surface une grande partie de ce versant. La rupture de pente provoquée par la piste DFCI est probablement responsable de l'exfiltration des volumes drainés à ce point. Encore une fois, l'importance hydrologique des ouvrages de ce bassin semble se confirmer.

Pour le point S1, la valeur importante de sa surface drainée (proche de 29000m²) semble davantage représentative de la surface du bassin amont qu'il draine effectivement. Sur une zone de rupture de pente marquée, ce point est probablement une zone préférentielle d'exfiltration des écoulements du bassin qu'il draine.

En outre, il représente une source de réseau uniquement sur les événements les plus importants, hormis le 3 Février 2009. Ce jour là, c'est le point 3, situé à son aval, qui est la tête du drain en eau. Drainant une surface bien supérieure, il est logique qu'il soit en eau sur des épisodes de moindre importance que le point S1. Par contre, il semble difficile d'expliquer, sur la base des paramètres étudiés et pour l'épisode présentant les plus forts débits (le 3 février 2009), la localisation du départ de ce drain au point 3. Il serait logique sur cet épisode que le départ des écoulements dans ce drain soit situé plus à l'amont, sur le point S1 par exemple, qui lui a réagi à des épisodes d'une moindre ampleur.

Ainsi, si les ruptures de pente et surfaces drainées peuvent en partie expliquer le déclenchement des écoulements sur ces deux points, ils ne peuvent expliquer leur différence de réaction sur les épisodes les plus importants. Il convient de rappeler que les événements les plus importants observés sur ce bassin concernent des épisodes hivernaux aux conditions climatiques particulières. Les différents mécanismes de fonte de la couverture neigeuse en place participent également de la mise en eau de ces drains.

A l'inverse, le point 6 montre une valeur de rupture de pente particulièrement faible. Comme évoqué précédemment, ce point est localisé sur une rupture très importante de la pente du versant, à l'abord du thalweg principal. Drainant une superficie importante, il est probable que cette rupture puisse aider à l'exfiltration des écoulements directement au sein du thalweg principal. Cependant, un doute subsiste quant à la localisation précise du départ de ce drain en particulier, pour l'ensemble des événements. Cette zone du bassin étant difficilement accessible, il est difficile de s'assurer que les écoulements ne commencent pas plus haut sur le même drain, à l'aval de la piste DFCI. La redondance de ce point en tant que source de réseau est donc à prendre avec précaution.

L'ensemble du reste des sources présente des pentes locales aux alentours de 60% et ne crée pas de ruptures brutales avec la pente moyenne du bassin amont. Enfin, les points 36, 37 et 38 ne présentent pas de caractéristiques particulières pouvant expliquer leur redondance.

Le graphique qui suit analyse l'influence de l'encaissement des thalwegs des différentes sources et leur récurrence.

Surfaces drainées et indice d'encaissement des sources des réseaux en eau sur le Carteau

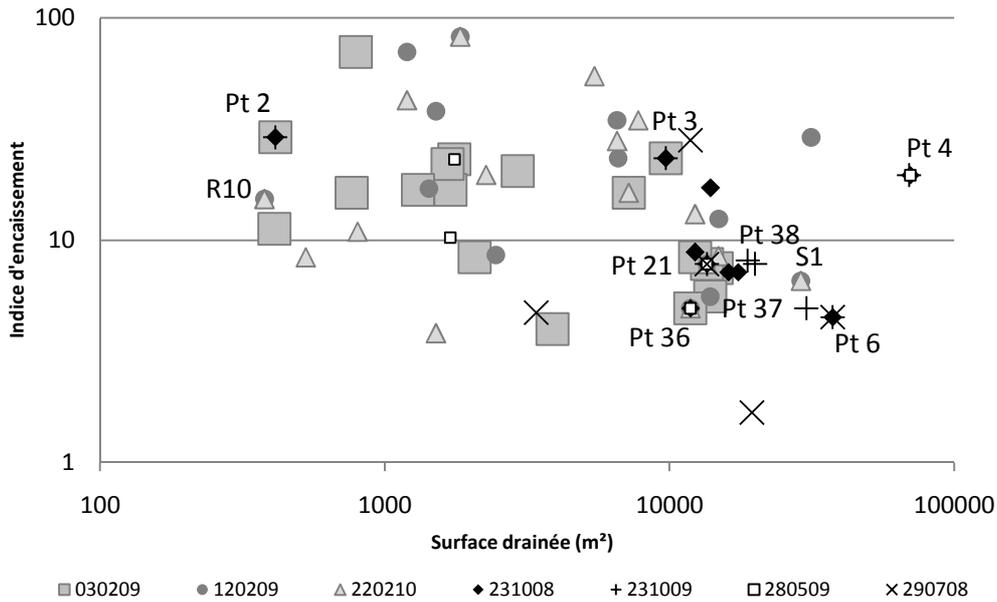


Figure 20: Surfaces drainées et indices d'encaissement des thalwegs des différentes sources des réseaux en eau du bassin du Carteau

Globalement, les thalwegs des différentes sources semblent de plus en plus encaissés à mesure que la surface drainée augmente, avec des indices allant d'environ 70 à 4,5 de 1000m² à 70000m² drainés.

De plus, il semble que les sources les plus récurrentes soient situées dans des thalwegs plus encaissés que les plus intermittentes. Les sources des points 36, 37, 38, 21, S1 et 6 présentent en effet des indices inférieurs à 10.

Cette observation donne à penser que les thalwegs les plus encaissés, faisant davantage converger les écoulements en leur sein et favorisant les exfiltrations en créant une rupture de pente marquée avec les bas de versants environnants, permettent l'établissement plus régulier d'écoulements de surface que les thalwegs plus ouverts. La morphologie des drains semblent donc influencer sur le déclenchement des écoulements au sein du réseau.

Les points 2, 3, quant à eux, sont situés sur des versants Ouest proches de l'exutoire. Leurs thalwegs sont relativement peu incisés (indice d'encaissement autour de 30), les ruptures de pente et les pentes locales sont comparables et ils sont situés à la même altitude. Relativement fréquemment à la tête de leur réseau, ils régissent aux mêmes épisodes. Pourtant, ils drainent des superficies très différentes, respectivement de 400m² et 9700m².

Sous l'hypothèse d'une prédominance des écoulements sub-surface et de profondeurs et d'une exfiltration de ces écoulements contrôlée par les pentes et leurs variations, il est probable que le bassin du Carteau, se saturant « par le bas », exfiltre les écoulements de sub-surface et de profondeur en premier lieu dans les parties aval, remontant progressivement vers l'amont à mesure que la saturation des versants progresse. Les points 2 et 3, situés sur des thalwegs à même distance de l'exutoire et à une altitude comparable, réagiraient ainsi de la même manière aux épisodes pluvieux en permettant l'exfiltration des écoulements pour un même niveau de saturation du bassin.

Le point 6 montre l'un des thalwegs les plus encaissés. Drainant une surface importante, la tête de son drain est fréquemment observée à son amont. Au vu de l'encaissement local de son drain, il est probable que cette forte incision concerne l'ensemble de son tronçon sur cette partie du versant, et en canalisant fortement les écoulements, permette l'établissement régulier d'un écoulement de surface à l'amont du point 6, comme présupposé précédemment.

Annexe XI

Etude de la configuration du réseau potentiel sur la pérennité des réseaux du bassin du Cartaou

La densité de drainage et l'ordre de Shreve du réseau potentiel sont utilisés à la Figure 21 pour comparer les différentes occurrences de mises en eau des drains du Carteau.

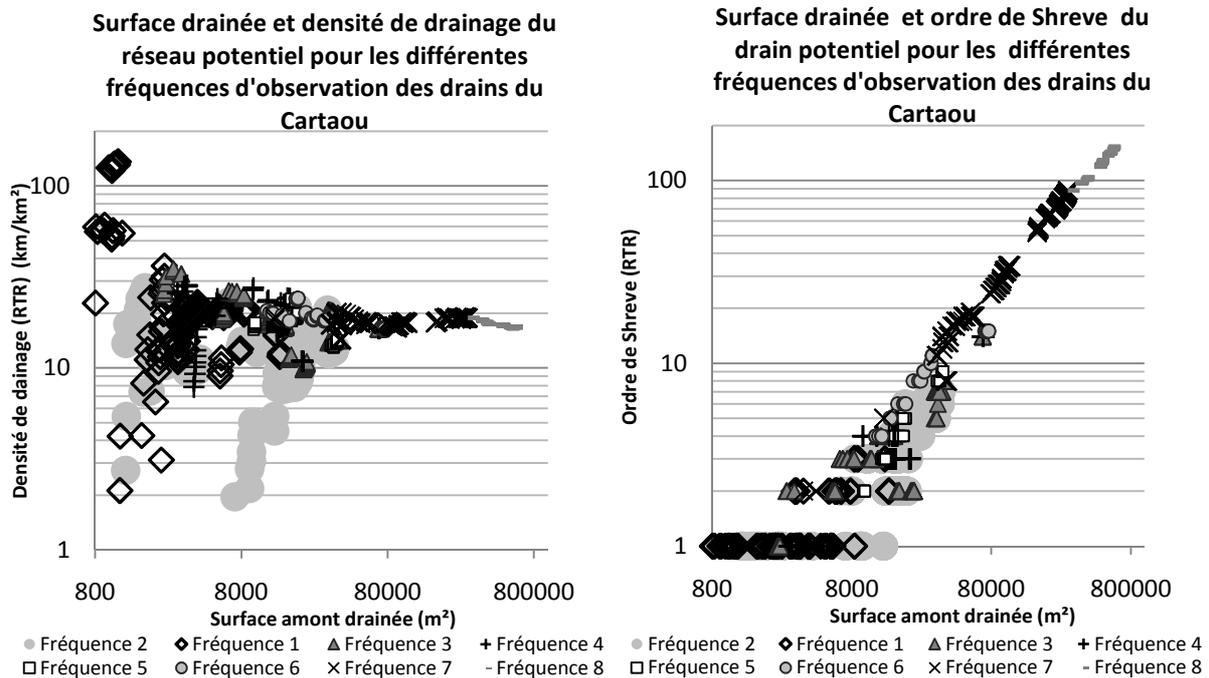


Figure 21: Densité de drainage et ordre de Shreve du réseau potentiel sur les occurrences de mise en eau des drains du Carteau

Globalement comprises entre 2 Km/Km² et 150 Km/Km² les densités de drainage du Carteau sont particulièrement variées. La densité de drainage du bassin est d'environ 18 Km/Km².

Les densités de drainage du réseau potentiel du Carteau peuvent être scindées en deux parties.

Au dessus d'environ 40000m², les drains représentés sont les plus fréquemment observés en eau et présentent des densités de drainage qui s'alignent sur une valeur proche de 18 Km/Km². Ces drains sont des tronçons du thalweg principal.

En dessous de ce seuil, les densités de drainage sont très variables quelque soit les occurrences de mises en eau des drains, bien que les valeurs convergent vers la valeur moyenne du bassin avec l'augmentation des surfaces drainées. Les plus grandes variations de densité de drainage sont observées pour les occurrences de mises en eau les plus faibles (1 et 2 fois en eau). Les valeurs maximales des densités sont particulièrement élevées, allant jusqu'à près de 150 Km/Km², confirmant l'importance du réseau de drainage sur les hauts de versants.

La pérennité des drains augmente avec les ordres du réseau potentiel, qui évoluent eux même en fonction de la surface drainée.

Là encore, il semble que le même seuil de surface puisse séparer deux fonctionnements. En dessous de 40000m², les occurrences de mises en eau des drains ne sont pas clairement corrélées avec les ordres de Shreve du réseau potentiel. Au-delà, au contraire, elles s'alignent quasiment parfaitement avec les ordres de Shreve et la surface drainée.

Ces graphiques illustrent de nouveau la séparation entre réseau principal et réseau secondaire. Le réseau secondaire présente une grande variété de situations, avec des caractéristiques géomorphologiques et de réseaux très variés. Le drain principal est davantage organisé avec la surface drainée et présente des caractéristiques géomorphologiques plus homogènes.

Denis MARECHAL

**FROM POTENTIAL TO REAL DRAINAGE NETWORK :
USING VERY HIGH RESOLUTION SATELLITE IMAGERY FOR THE STUDY OF
THE GEOMORPHOLOGICAL ORIGIN OF THE WATER PATHWAYS ON SMALL
MEDITERRANEAN EXPERIMENTAL CATCHMENTS SUBJECTED TO FLASH
FLOODS.**

Speciality : HYDROLOGY

Keywords : Flood, Gardon d'Anduze, drainage algorithm, geomorphic characterization, spatial hydrology

Abstract :

In Mediterranean areas, heavy rainfalls can generate flash floods during fall season. The rainfall intensities and their high spatial variability combined with complex processes of run-off generation reduce drastically the predictability of these phenomena. Although rainfall intensities monitoring techniques are progressing, another way to better understand and predict the hydrological responses of the catchments is to better understand the hydrological processes underlying the spatial and temporal variability of water pathways on upstream elementary catchments where concentrated flows begin.

In the framework of spatial hydrology, this PhD proposes to study the potentialities of remote sensing, in particular the emergent high spatial resolution 3D products, to characterize catchments drainage elementary networks in order to relate some derivated geomorphologic traits to the observed hydrological responses all over catchments. This permits to identify the involved hydrological processes during flow dynamics on upstream mountainous catchments.

This work is organized in two axes. The first one consists in characterizing, from 3D satellite data, the "potential" drain corresponding to the dry morphological network of a basin, formed by the continuum of thalweg lines within a catchment. An original algorithm, based on a TIN DEM structure, has been specifically designed for this purpose. This algorithm allows the delineation of thalwegs networks and provides geomorphological traits of catchments and networks. The second axe concern the study of the spatial dynamic of the "real" drain, which is the drain with effective flow. The goal is to enhance the understanding of flow networks spatial dynamics during rainfall events. A specific sensor network has been specially distributed on two experimental sub-catchments of the Gardon d'Anduze watershed in order to monitor the spatio-temporal variations of flow and network dynamics.

The relationship between computed geomorphologic features and observed hydrological responses along networks tends to confirm the prevalence of sub-surface flows on the studied catchments. This exhibits two types of hydrographic networks, showing two distinct hydrological behaviors (the principal and secondary networks). Results also show the great influence of slopes and their variations on flow initiation and durability, and to propose hypothesis of hydrological mechanisms, in function of the observed events.

École Nationale Supérieure des Mines
de Saint-Étienne

NNT : 2011 EMSE 0609

Denis MARECHAL

**DU DRAIN POTENTIEL AU DRAIN REEL :
UTILISATION DE DONNEES SATELLITALES A TRES HAUTE RESOLUTION POUR
L'ETUDE DE L'ORIGINE GEOMORPHOLOGIQUE DES CHEMINS DE L'EAU SUR
DES BASSINS VERSANTS MEDITERRANEENS SOUMIS AUX CRUES ECLAIR**

Spécialité : HYDROLOGIE

Mots clés : Crue, Gardon d'Anduze, algorithme de drainage, caractérisation géomorphologique, hydrologie spatialisée.

Résumé :

En zone méditerranéenne, d'intenses précipitations automnales sont responsables de crues particulièrement violentes : les crues « éclair ». L'intensité et la variabilité des précipitations ainsi que la complexité des processus hydrologiques responsables de la production des écoulements sur ces bassins limitent la prédictibilité de ces phénomènes. Une meilleure compréhension des processus impliqués dans les réponses hydrologiques des bassins versants et responsables de la variabilité spatio-temporelle des chemins de l'eau peut permettre d'améliorer les modélisations de ce type d'évènement. S'insérant dans le cadre de l'hydrologie spatialisée, cette thèse se propose d'étudier l'apport des potentialités satellitaires, et notamment des produits 3D à très haute résolution pour la caractérisation spatiale des bassins et de leurs réseaux hydrographiques, afin d'étudier les origines géomorphologiques des variations spatio-temporelles des réponses hydrologiques et en vue d'améliorer la compréhension des mécanismes responsables des épisodes de crue.

Pour cela, ce travail s'articule autour de deux axes. Le premier consiste à caractériser, à partir de données spatiales, le drain « potentiel » représentant le réseau géomorphologique sec formé par la suite continue des lignes de thalweg des bassins. Un algorithme original utilisant une structure de MNT sous forme triangulaire (TIN) a été développé spécifiquement dans ce but, afin d'obtenir un tracé des réseaux fidèle à leur tracé réel et de fournir des éléments sur leur géomorphologie ainsi que sur celle des bassins. Le deuxième axe concerne l'étude de la dynamique drain en eau ou « réel ». Il s'agit d'améliorer la compréhension des dynamiques spatiales de mise en eau des drains à travers différents épisodes de crue. Dans ce cadre, un réseau spatialisé de capteurs légers a été distribué sur deux bassins expérimentaux (< 1Km²) situés sur le Gardon d'Anduze afin de suivre les variations spatio-temporelles des dynamiques hydrologiques au sein des réseaux en eau.

La confrontation des caractéristiques géomorphologiques et des réponses hydrologiques observées a permis de confirmer la prédominance des écoulements sub-surfaceux sur les bassins étudiés, de mettre en évidence deux types de réseaux aux fonctionnements différenciés (le réseau principal et le réseau secondaire), l'importante influence des pentes et de leur changement sur l'initiation et la pérennité des écoulements au sein des réseaux, et de proposer des hypothèses de fonctionnements différenciés en fonction des épisodes.