

TH-GD24

MEMOIRE DE GEOSCIENCES - RENNES

N° 93

Frédéric DARBOUX

**Modélisations numérique et expérimentale
du ruissellement.
Effet de la rugosité sur les distances de transfert**

**Thèse de Doctorat de l' Université de Rennes
soutenue le 10 Novembre 1999**

**Géosciences - Rennes
UPR-CNRS 4661
Université de Rennes I
Campus de Beaulieu
35042 - Rennes Cédex
(France)**

1999

ISSN : 1240-1498

ISBN : 2-905532-92-0

1999

GEOSCIENCES-RENNES

UPR-CNRS n°4661

Université de Rennes I - Campus de Beaulieu

F - 35042 - RENNES Cédex (France)

Frédéric DARBOUX

**Modélisations numérique et expérimentale du ruissellement.
Effet de la rugosité sur les distances de transfert.**

Mémoires de Géosciences Rennes, n° 93, 170 pages.



Avant-propos

Cette thèse a été co-encadrée par Philippe DAVY, directeur de recherche au CNRS (Géosciences-Rennes) et Chantal GASCUEL-ODOUX, chargé de recherche à l'INRA (USARQ-Rennes).

Ce travail a tout d'abord bénéficié de financements obtenus par le projet « Dynamique de l'érosion. Mécanismes élémentaires et changement d'échelle » (Coord. Ph. DAVY), dans le cadre de l'appel d'offres PROSE (INSU-CNRS). Il a ensuite eu le soutien du projet « Ruissellement, infiltration, dynamique des états de surface et transfert des sédiments » (Coord. A.-V. AUZET), dans le cadre des projets PNRH et PNSE.

Remerciements

À l'heure de terminer ce doctorat, mes premières pensées vont à ma famille dont le soutien tant moral que financier m'a permis d'accomplir de *longues* études.

Je tiens ensuite à remercier Philippe DAVY et Chantal GASCUEL-ODOUX d'avoir accepté de suivre mes travaux pendant ces trois années. Merci de m'avoir guidé et permis de profiter de votre expérience.

Je remercie Yves LE BISSONNAIS et Christian VALENTIN d'avoir accepté la charge de rapporteur ainsi que Gérard GRUAU et Chi-hua HUANG pour celle d'examineur.

La partie expérimentale n'aurait pas pu être réalisée si Chi-hua HUANG ne m'avait pas accueilli et épaulé au NSERL. Je tiens à lui témoigner par écrit de toute ma reconnaissance (même si « bière », « vin » et « pamplemousse » ne lui suffiront probablement pas à déchiffrer ces lignes).

Les différentes missions que j'ai effectuées se sont toujours très bien déroulées grâce aux compétences de Cécile, Jeanine, Marie-Hélène, Marie-Thérèse, Michèle et Sophie qui ont toujours su résoudre mes *petits soucis administratifs* (*exercice pour les générations futures* : comment qu'on fait quand les services généraux de ■■■ demandent une copie certifiée conforme alors qu'ils savent pertinemment que l'on ne dispose plus de l'original ? Hein ! Mais rendez-moi mes sous !!!). Grâce à elles, tout était bien qui finissait bien (étais-je dans le meilleur des mondes ?).

Je suis reconnaissant à Claudio, Jacques et Jean-Pierre pour les discussions périphérico-scientifico-intéressantes que nous avons pu avoir.

Enfin, qu'ils soient athées ou qu'ils appartiennent à la secte des AFES-jeuniens, des TEXniciens ou autres Bréquinois, je remercie par ordre alphabétique *ααααα* (y'a pas d'raison que ce soit toujours les mêmes en premier) : Yannick, Vincent, Véronique, Miguel, Leonardo, Jérôme, Jean-Reynald, Florence, Frédéric (non, pas moi !), Frédéric (l'autre !) et Charles.

Il y avait probablement plus du monde au casting ; je vous prie de m'excuser de mes oublis, c'est la *fatigue*

Table des matières

Table des figures	viii
Liste des tableaux	xiii
Liste des symboles et abréviations	xv
Introduction générale	1
I Processus, approche et méthode	3
1 Ruissellement et rugosité — contexte et approche	5
1.1 La rugosité	6
1.1.1 Définitions	6
1.1.2 Effets des différents types de rugosité sur le ruissellement	6
1.1.2.1 Forme générale du versant	6
1.1.2.2 Rugosité orientée	6
1.1.2.3 Rugosité aléatoire	7
1.2 Le ruissellement	9
1.2.1 Vision locale	9
1.2.2 Vision spatiale	9
1.2.3 Transferts associés	13
1.3 Approche développée	15
1.3.1 Une approche simplifiée pour une meilleur compréhension des interactions rugosité-ruissellement	15
1.3.2 Une approche dynamique et spatialisée des transferts	18
2 Modèle de remplissage graduel des dépressions	21
2.1 Introduction	22
2.2 Présentation du modèle de marcheurs conditionnés	23
2.2.1 Principes	23

2.2.2	Conditions aux limites	26
2.2.3	Variables de sorties	26
2.3	Discussion : conditions et domaines d'application	27
II	Effet de la rugosité sur les transferts d'eau	31
3	Percolation et transferts d'eau	33
3.1	Théorie de la percolation	34
3.1.1	Intérêt de la théorie de la percolation	34
3.1.2	Bases de la théorie de la percolation	35
3.1.3	Applications à l'hydrologie	38
3.2	Le ruissellement : un développement de connexions	40
3.2.1	Introduction	42
3.2.2	A gradual depression filling model	43
3.2.3	Connectivity development	44
3.2.3.1	Runoff triggering mechanism from depression connectivity	44
3.2.3.2	Effects of system size on runoff characteristics	47
3.2.3.3	Percolation theory and applicability to over- land flow	48
3.2.4	Effects of infiltration	51
3.2.4.1	One long-duration rainfall	51
3.2.4.2	Successive short-duration rainfalls	52
3.2.5	Interest of connectivity length as a measurement of water transfer distance	54
3.2.6	Conclusions	57
3.3	Développement de connexions et infiltration : compléments	61
3.3.1	Effets de la capacité d'infiltration	61
3.3.2	Effets de la taille du système à capacité d'infiltration fixe	64
3.4	Description du ruissellement en terme de percolation : complé- ments	67
4	Caractéristiques de la rugosité et ruissellement	71
4.1	Génération de surfaces rugueuses	72
4.2	Effet de la rugosité aléatoire et de la pente générale	75
4.2.1	Introduction	77
4.2.2	Material and methods	78
4.2.2.1	Gradual depression filling model	78
4.2.2.2	Surface generation	78
4.2.2.3	Analysis	78
4.2.3	Results	79
4.2.3.1	Correlation effect	79

4.2.3.2	General slope	82
4.2.4	Discussion	83
4.2.4.1	Roughness properties and overland flow triggering	83
4.2.4.2	Estimation of the general slope-random roughness ratio	84
4.2.4.3	Application to an evolving soil surface due to interrill erosion	84
4.2.5	Conclusions	85
4.3	Effet de la rugosité orientée	90
4.3.1	Introduction	90
4.3.2	Évolution de la capacité de stockage	91
4.3.2.1	Cas sans pente générale	91
4.3.2.2	Cas avec pente générale	93
4.3.3	Dynamique du ruissellement	93
4.3.3.1	Cas sans pente générale	93
	Rugosité orientée perpendiculaire au bord libre	93
	Rugosité orientée parallèle au bord libre	95
	Rugosité orientée à 45° du bord libre	98
4.3.3.2	Effet de la pente générale	98
4.4	Discussion	98
4.4.1	Effets des différents types de rugosité	98
4.4.2	Importance des conditions aux limites	101
4.4.3	Échelles caractéristiques	102
4.4.4	Exemple d'utilisation des rapports d'amplitude	103
4.4.5	La distance de transfert : une notion clef	105

III Ruissellement et transferts associés 107

5	Évolution de la rugosité	109
5.1	Approche	110
5.2	Mesure de la rugosité	110
5.3	Modélisation expérimentale et analyse numérique	113
5.3.1	Introduction	115
5.3.2	Materials and methods	117
5.3.2.1	Experimental procedure	117
	Soil box design	117
	Rainfall simulators	117
	Experiments	118
	Microrelief measurements	118
5.3.2.2	Microrelief analysis	119
	Variogram	119

	Connectivity development analysis	119
5.3.3	Results	120
5.3.3.1	Surface morphology and storage capacity	120
5.3.3.2	Depression filling simulations	123
5.3.4	Discussion and conclusion	126
5.4	Approche purement numérique : premiers résultats	133
5.4.1	Introduction	133
5.4.2	Méthode	134
5.4.2.1	Diffusion	134
5.4.2.2	Advection	134
5.4.2.3	Redistribution d'eau	135
5.4.2.4	Choix des paramètres	135
5.4.3	Résultats	137
5.4.3.1	Combinaison diffusion-advection	137
5.4.3.2	Diffusion seule	140
5.4.3.3	Advection seule	144
5.4.4	Discussion	148
5.5	Caractérisation et évolution de la rugosité —	
	Discussion générale	149
6	Une étude préliminaire des transferts dissous	151
6.1	Introduction	152
6.2	Méthode	152
6.3	Résultats	153
6.4	Discussion	155
6.5	Conclusion	155
	Conclusions et perspectives	157
	Références bibliographiques	161

Table des figures

1.1	Évolution du réseau de drainage à l'échelle du mètre carré	8
1.2	Évolution des états de surfaces	10
1.3	Évolution des transferts d'eau au cours d'une averse	12
1.4	Schéma simplifié des interactions entre rugosité et ruissellement	16
1.5	Les deux grandes familles de modèles	17
1.6	Méthode d'étude de la variabilité spatiale du ruissellement . . .	18
1.7	Caractérisation des transferts d'eau par ruissellement	19
2.1	Schéma de fonctionnement du modèle de marcheurs utilisé pour le remplissage progressif des dépressions d'une surface rugueuse	24
2.2	Surestimation de la capacité de stockage en fonction de la hau- teur du marcheur	28
2.3	Courbes de coefficient de ruissellement et de distance de connexion	29
3.1	Connexions entre sites et connexions entre liens sur un réseau à maille carrée	34
3.2	Exemples de réseaux connecté et déconnecté	35
3.3	Evolution of drained areas during overland flow triggering wi- thout infiltration	45
3.4	Distribution of unconnected drained area size for different added water normalised to storage capacity	46
3.5	Evolution of runoff coefficient	46
3.6	Runoff coefficient evolution depending on system size	47
3.7	Evolution of connectivity length	49
3.8	Evolution of threshold width with system size	50
3.9	Upscaling of runoff coefficients using Equation 3.11	51
3.10	Overland flow triggering with infiltration	52
3.11	Evolution of puddle area with stored volume for a rainfall event reaching steady state	53

3.12	Overland flow triggering with infiltration and several rainfall events	54
3.13	Evolution of puddle area with stored volume	56
3.14	Influence de la capacité d'infiltration maximale sur les transferts d'eau	62
3.15	Influence de la capacité d'infiltration maximale sur le coefficient de ruissellement stabilisé et sur la position du seuil de déclenchement	63
3.16	Influence de la taille du système à capacité d'infiltration maximale fixe	65
3.17	Exemple d'évolution dans le cas d'une percolation classique . . .	67
3.18	Exemple d'évolution dans le cas d'une percolation d'invasion . .	67
3.19	Exemple d'évolution de l'aire contributive au ruissellement à l'aval	68
4.1	Profils de surface de sol : coupes et représentations	74
4.2	Cross-sections of generated surfaces depending on spectral slope β	79
4.3	Runoff coefficient (a) and connectivity length (b) depending on spectral slope	81
4.4	Runoff coefficient (a) and connectivity length (b) depending on short-range isotropic correlation	81
4.5	Effects of a low general slope on (a) runoff coefficient and (b) connectivity length	82
4.6	Effects of a high general slope on (a) runoff coefficient and (b) connectivity length	83
4.7	Les trois orientations étudiées de la rugosité orientée	91
4.8	Évolution de la capacité de stockage en fonction de l'orientation de la rugosité orientée et des amplitudes relatives de la pente générale et de la rugosité orientée	92
4.9	Évolutions du coefficient de ruissellement et de la distance de connexion en fonction de l'orientation et de l'amplitude des sillons, pour une pente générale nulle	94
4.10	Un exemple d'évolution de la géométrie des aires drainées dans le cas de sillons perpendiculaires au bord ouvert	96
4.11	Un exemple d'évolution de la géométrie des aires drainées dans le cas de sillons parallèles au bord ouvert	97
4.12	Un exemple d'évolution de la géométrie des aires drainées dans le cas de sillons à 45° du bord ouvert	99
4.13	Évolutions du coefficient de ruissellement et de la distance de connexion en fonction de l'orientation des sillons et de la pente générale	100
4.14	Résultats du modèle pour un cas particulier	104

5.1	Les deux approches utilisées pour étudier l'évolution de la rugosité sous l'effet du ruissellement	110
5.2	Les différents rugosimètres utilisés en hydrologie	111
5.3	Variograms computed from surface DEMs after slope removal	121
5.4	Evolution of surface storage capacity with successive rainfalls for the four experiments	122
5.5	Runoff coefficient calculated from conditioned-walker model as functions of on added water	124
5.6	Runoff coefficient as function of added water normalised to its storage capacity	125
5.7	Spatial distribution of areas contributing to overland flow for the LR-5% experiment	127
5.8	Changes in morphology in surface depressions for a 40-cm wide area for the HR-2% treatment	130
5.9	Différentes morphologies obtenues pour différentes combinaisons de paramètres d'érosion	136
5.10	Évolutions du ruissellement et des caractéristiques de la surface pour la combinaison diffusion-advection	138
5.11	Évolution de la morphologie d'une surface dans le cas d'une combinaison diffusion-advection	139
5.12	Évolution du comportement de la surface pour la combinaison diffusion-advection	141
5.13	Évolutions du ruissellement et des caractéristiques de la surface pour une diffusion seule	142
5.14	Évolution de la morphologie d'une surface dans le cas d'une diffusion seule	143
5.15	Évolution du comportement de la surface pour une diffusion seule	145
5.16	Évolutions du ruissellement et des caractéristiques de la surface pour une advection seule	146
5.17	Évolution de la morphologie d'une surface dans le cas d'une advection seule	147
5.18	Évolution du comportement de la surface pour une advection seule	148
6.1	Évolutions du ruissellement et du flux de soluté à l'exutoire	154
6.2	Évolution du stock de soluté à l'intérieur du système	154
6.3	Images de la répartition des quantités de substance	156

Liste des tableaux

4.1 Examples of general slope-random roughness ratios 85

4.2 Exemple de dimensionnement des différentes échelles caractéris-
tiques 104

Liste des symboles et abréviations

MNT	Modèle numérique de terrain
TU	Temps universel
c_s	Nombre d'amas de taille s
D	Coefficient de diffusion
K	Coefficient de partage
L	Largeur du système
M_m	Masse de substance transportée par le marcheur
M_s	Masse présente en surface
N	Nombre de sites du réseau
n	Nombre de sites occupés
n_s	Nombre d'amas de taille s par site de réseau
p	Probabilité d'occupation
p_c	Seuil de percolation
p_e	Seuil de percolation effectif
q_{diff}	Flux par diffusion
r	Rayon de giration
s	Nombre de sites d'un amas
S	Taille moyenne des amas
γ	Exposant critique de la taille moyenne des amas
Δ	Largeur du seuil
∇h	Gradient d'altitude
ν	Exposant critique de la distance de connexion
ξ	Distance de connexion

Introduction générale

Généralités

Le ruissellement désigne l'écoulement de l'eau à la surface du sol. C'est aussi un des processus contrôlant les transferts de particules et de substances dissoutes sur les versants.

Le ruissellement est souvent perçu comme une source de dommages. En effet, ce transfert relativement rapide d'eau alimente les rivières et contribue au déclenchement des crues. De plus, si les précipitations s'écoulent à la surface d'un versant (et ne s'y infiltre donc pas), les réserves hydriques ne sont pas renouvelées. Cela peut avoir de lourdes conséquences sur les cultures, en particulier dans des contextes semi-arides. La perception négative du ruissellement peut être due à l'écoulement d'eau mais aussi aux matériaux qu'il est susceptible de transporter.

L'érosion (exportation de sol) a des conséquences dommageables car elle diminue l'épaisseur des couches arables. Elle limite la production végétale et, au sens général, l'intérêt agronomique des parcelles. Par rapport aux transferts d'eau sur les versants, l'érosion a souvent l'avantage d'être visible, en particulier dans les cas où des ravines se sont formées. L'érosion en un point a pour pendant une sédimentation en aval, à plus ou moins grande distance. Elle peut causer le comblement de lits de cours d'eau, de barrages, d'estuaires et de ports. Il faut cependant garder à l'esprit que le ruissellement est aussi un élément de fertilité. On rappellera les crues du Nil, source de limons fertiles arrachés aux versants. Enfin, les redistributions que le ruissellement conditionne contribuent à la morphologie actuelle des terres émergées.

Par interaction avec le sol, l'eau qui ruisselle met en solution diverses substances dont les exportations peuvent être dommageables. C'est en particulier le cas des produits phytosanitaires utilisés par l'agriculture. Toutefois, ses substances étant adsorbées à la surface des particules, des transferts supplémentaires interviennent en cas d'érosion.

Présentation du travail

Contrairement à de nombreuses approches utilisées en hydrologie, le présent travail ne vise *ni* à prédire le ruissellement, *ni* à en donner une description détaillée et complète. Il vise à une *meilleure compréhension* des mécanismes du ruissellement à partir d'une *description simplifiée* des processus. Il porte pour l'essentiel sur l'étude des relations entre rugosité du sol et transferts d'eau par ruissellement.

Plus particulièrement, nous nous sommes focalisés sur le stockage de l'eau à la surface du sol et sur son effet lors du déclenchement et de la propagation du ruissellement. Nous nous sommes intéressés à des échelles spatiales allant de la placette de l'ordre du mètre carré au versant. Nous avons particulièrement cherché à analyser les redistributions internes par ruissellement (redistribution d'eau sans exportation à l'aval). Ceci a été fait grâce à un modèle numérique distribué.

Même si cette approche peut paraître très partielle et simplificatrice, elle permet d'aborder plusieurs questions souvent posées en hydrologie. Elle tente d'apporter de nouveaux éléments de réponse, complétant les études précédentes et précisant des directions pour de futurs travaux. En particulier, le changement d'échelle et le concept de distance de transfert sont discutés.

LA PREMIÈRE PARTIE est consacrée à un exposé général sur la rugosité et le ruissellement suivi d'une présentation de l'approche utilisée au cours de ce travail (chap. 1). Elle se termine par une description du modèle numérique développé ainsi que d'une discussion sur son domaine d'application et sur les limites de l'approche (chap. 2).

DANS UNE DEUXIÈME PARTIE, la mise en œuvre du modèle, combinée à l'utilisation de la théorie de la percolation, illustre une description nouvelle du ruissellement, tant pour les redistributions internes que pour les exportations d'eau par le ruissellement. Cela permet en particulier de discuter du problème récurrent du changement d'échelle et de l'effet de l'infiltration sur le ruissellement (chap. 3). La notion de distance de transfert est présentée. Les effets des différents types de rugosité (pente générale, rugosité aléatoire et rugosité orientée) sur la dynamique de génération du ruissellement sont ensuite discutés (chap. 4).

LA TROISIÈME PARTIE s'intéresse plus particulièrement aux transferts associés au ruissellement. Les modifications de la rugosité par l'écoulement de surface et leurs effets sur le déclenchement du ruissellement sont modélisés et analysés (chap. 5). Enfin, le chapitre 6, plus prospectif, aborde les transferts à l'état dissous.

Première partie
Processus, approche et méthode

Ruissellement et rugosité — contexte scientifique et approche adoptée

Résumé

LA RUGOSITÉ de surface est au centre de ce travail. Elle est classiquement séparée en plusieurs objets en fonction de leurs caractéristiques (rugosité aléatoire, rugosité orientée...). Chacun des types de rugosité a des propriétés particulières susceptibles d'affecter le ruissellement.

LE RUISSELLEMENT est ici envisagé comme un processus spatial correspondant à une redistribution de l'eau de pluie en surface. La présente étude se focalise sur la phase de déclenchement du ruissellement et plus particulièrement sur l'effet du stockage d'eau dans les dépressions.

LA DYNAMIQUE DE CONNEXION des dépressions lors de leur remplissage va être étudiée dans un cadre très simplifié des interactions entre processus. Ce type de démarche vise à une meilleure compréhension de ce phénomène plutôt qu'à sa prédiction.

1.1 La rugosité

1.1.1 Définitions

Le terme de rugosité désigne les écarts de hauteur d'une surface par rapport à la forme générale de celle-ci. Il n'est pas fait référence à une échelle absolue dans cette définition. Il s'agit au contraire d'une échelle relative : la forme d'ensemble de la surface et les écarts de hauteurs par rapport à celle-ci. Cette conception très large est valable à l'échelle du globe comme à celle du microscope. Par exemple, si l'on se place à l'échelle d'un continent, les régions montagneuses apparaissent plus rugueuses que les plaines. L'emploi du terme « rugosité » nécessite donc que l'échelle considérée soit précisée.

À l'échelle d'un paysage, les caractéristiques de la rugosité permettent de faire visuellement la différence entre crêtes, versants et réseaux hydrographiques. Si l'on se place maintenant à l'échelle d'un versant, nous observons tout d'abord une *pente générale* modulée de convexités et de concavités. Si l'on se situe à l'intérieure d'une parcelle cultivée, on peut observer des sillons. Il s'agit d'une *rugosité orientée* (anisotrope) et périodique. Il existe aussi un autre type de rugosité orientée : les rigoles. Ces objets correspondent à des zones d'écoulements préférentiels qui peuvent présenter une structure arborescente similaire à celle d'un réseau hydrographique. Pour des distances inférieures à la largeur des sillons, on trouve une *rugosité aléatoire* ne présentant pas d'orientation préférentielle. Son existence est en partie due à la présence de mottes et d'agrégats en surface.

1.1.2 Effets des différents types de rugosité sur le ruissellement

1.1.2.1 Forme générale du versant

La forme générale du versant contraint le cheminement de l'eau en surface en imposant une direction générale de l'amont vers l'aval sous l'effet de la gravité. Grâce aux images aériennes et satellitaires, des cartes d'altitude au pas métrique peuvent être facilement obtenues. La distribution des hauteurs est ainsi le paramètre spatial le mieux connu pour des échelles supérieures à l'hectomètre.

1.1.2.2 Rugosité orientée

Le premier type de rugosité orientée est directement lié à la mise en culture du sol (géométrie régulière de type rang inter-rang). Sa longueur d'onde est décimétrique à métrique et dépend de l'opération culturale effectuée. Son amplitude est centimètre à décimétrique, maximale après le passage des outils culturels et décroît ensuite au cours du temps. En fonction de l'orientation du

travail par rapport à la pente générale, les directions d'écoulements peuvent être modifiées. La rugosité orientée due au travail du sol peut aussi contribuer à stocker de l'eau lors des précipitations ou lors d'opérations d'irrigation (Gayle et Skaggs, 1978; Esfandiari et Maheshwari, 1997; Planchon *et al.*¹, 1998). D'une manière générale, les effets de cette rugosité orientée sur l'écoulement ont été peu étudiés jusqu'à présent, probablement à cause de difficultés conceptuelles de généralisation des résultats.

Les rigoles représentent une seconde classe de rugosité orientée. Elles constituent des chenaux préférentiels d'écoulement qui se sont développés par érosion localisée de la surface du sol. Leur présence est à l'origine de la distinction conceptuelle entre rigoles et aires inter-rigoles. Les études se focalisent souvent soit sur les processus internes aux rigoles, soit sur ceux se produisant sur les aires inter-rigoles. En fait, la formation des rigoles semble avoir été peu formalisée jusqu'à présent. Certains modèles prédisant l'érosion nécessite ainsi que la localisation des rigoles leur soit fournie comme paramètre d'entrée.

1.1.2.3 Rugosité aléatoire

La rugosité aléatoire a de multiples effets sur l'écoulement de l'eau en surface. Les études d'hydraulique menées dans des chenaux expérimentaux d'écoulement prennent en compte la rugosité aléatoire par l'intermédiaire d'un coefficient de friction (de Manning, de Chezy, de Darcy-Weisbach selon les développements). Dans ces études, la hauteur de la rugosité est toujours inférieure à celle de la lame d'eau. De ce fait, la rugosité du chenal affecte la vitesse de l'eau sans en modifier les directions. On la qualifie de *rugosité hydraulique*. Les développements effectués pour ce type d'écoulement ont été appliqués au ruissellement diffus, c'est-à-dire à l'écoulement non chenalisé se produisant dans les zones inter-rigoles. Dans ce cas, la rugosité aléatoire a des hauteurs du même ordre de grandeur que celles de l'écoulement. L'application de cette notion de rugosité hydraulique au ruissellement diffus est un sujet toujours débattu (Lawrence, 1997 ; Abrahams, 1998 ; Lawrence, 1998). Afin de mieux prendre en compte cette particularité, un coefficient de friction efficace a été défini (Abrahams *et al.*, 1992 ; Parsons *et al.*, 1994 ; Abrahams et Parsons, 1994).

Contrairement au cas de l'écoulement dans un chenal, la rugosité aléatoire d'une parcelle modifie les directions d'écoulement. D'une manière analogue aux études effectuées sur les bassins versants, un réseau de drainage peut être caractérisé sur des surfaces de l'ordre de quelques mètres carrés (Helming *et al.*, 1998b). La géométrie du réseau d'écoulement des zones inter-rigoles semble

1. Voir aussi PLANCHON O., ESTÈVES M. et SILVERA N. (soumis déc. 1998). Microrelief induced by tillage: measurement, modelling and consequences on overland flow and erosion. Dans Auzet V., Poesen J. et Valentin C. (éditeurs), *Soil pattern as a key factor of water and/or wind erosion*, Catena special issue, soumis pour publication.

similaire à celle des réseaux rencontrés à l'échelle des bassins versants topographiques (fig. 1.1).

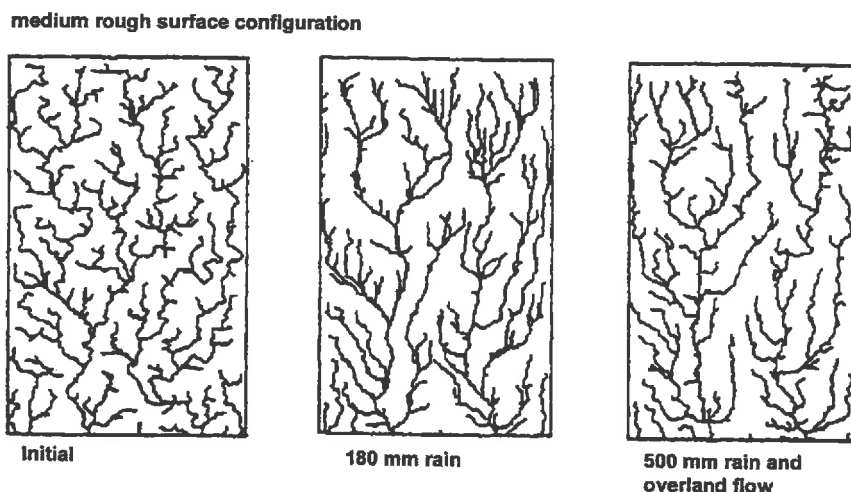


FIG. 1.1 – Évolution du réseau de drainage à l'échelle du mètre carré. Extrait de Helming et al. (1998b).

Un tel réseau de drainage à la surface du sol n'existe que lorsque les dépressions de la surface ont été entièrement remplies. L'existence de ces dépressions est liée à la rugosité aléatoire. Les dépressions stockent de l'eau et retardent le déclenchement du ruissellement (Onstad, 1984 ; Sneddon et Chapman, 1989 ; Moore et Singer, 1990). Le volume d'eau stockable par unité de surface est appelé *capacité de stockage*. C'est une mesure statique qui ne tient pas compte de la dynamique du remplissage et de connexion des dépressions entre elles.

Même s'il est reconnu que la rugosité aléatoire affecte les pertes en sol, les relations sont contradictoires. Selon Renard *et al.* (1997, p. 160), la rugosité aléatoire piégeant les sédiments et réduisant la vitesse de l'écoulement, une surface plus rugueuse subira moins de pertes de sol. Helming *et al.* (1998a) trouvent une relation inverse, expliquant ces contradictions par des différences entre les dispositifs expérimentaux utilisés. Ces auteurs font remarquer qu'une rugosité de plus forte amplitude tend à localiser les écoulements (sans toutefois former de rigole). Cette localisation augmenterait la vitesse de l'eau et donc le détachement et le transport des particules.

Enfin, la rugosité aléatoire affecte aussi l'évolution des états de surface. En particulier, les dépressions sont des zones de dépôt préférentiel. Cette sédimentation locale réduit l'infiltration, modifiant les flux ruisselés (Fox *et al.*, 1998a,b). Un tel effet n'est cependant pas toujours rencontré (Helming *et al.*, 1998a).

1.2 Le ruissellement

1.2.1 Vision locale

Le ruissellement est un processus fondamentalement discontinu dans le temps. La compréhension des conditions concourant à sa génération puis à son arrêt est donc fondamentale dans l'étude de ce processus. Pour que le ruissellement puisse survenir, il faut que de l'eau soit présente en surface. Cela signifie en particulier que la pluie n'a pas été interceptée par la végétation et qu'elle ne s'est pas infiltrée. Attachons-nous au cas d'un sol nu. Si, par rapport aux caractéristiques du sol, les averses sont suffisamment importantes (en terme de durée et d'intensité), seule une partie de l'eau s'infiltré, le reste générant potentiellement du ruissellement en surface. Conceptuellement, on distingue un ruissellement dû à une saturation du sol (mécanisme de Dunne) d'un ruissellement lié à une insuffisance de l'infiltrabilité (mécanisme de Horton). Alors que dans le premier cas, la saturation du sol empêche les transferts verticaux d'eau, dans le second cas, c'est l'intensité des pluies qui est le facteur déclenchant (Kölla, 1987). Ces deux mécanismes forment deux pôles extrêmes pour expliquer la génération du ruissellement en surface. Ils sont susceptibles de se succéder dans le temps et d'apparaître simultanément en fonction de la localisation dans le versant (Smith et Hebbert, 1983).

Au cours d'une averse, l'infiltration tend à diminuer par réduction du gradient hydraulique en surface (Hillel, 1972). Des modifications pérennes de la structure du sol se produisent aussi. Alors que la différenciation des horizons du sol (pédogenèse) est lente, la partie la plus superficielle du sol peut subir une évolution rapide de sa structure. Cela conduit à la formation de croûtes limitant l'infiltration et favorisant ainsi la présence d'eau à la surface. Cette évolution a été reconnue depuis très longtemps (Wollny (1877), selon Ellison et Slater (1945)). Selon qu'elles soient liées à une évolution en place, à un dépôt ou à une érosion, une classification de ces croûtes a été établie (Valentin et Bresson, 1992, voir fig. 1.2). Leur vitesse de formation (et donc l'évolution de l'infiltration) dépend à la fois du matériau et des caractéristiques des précipitations (Freebairn *et al.*, 1991 ; Fox et Le Bissonnais, 1998). Influençant la génération du ruissellement, elles font partie des marqueurs pertinents des états de surface lorsqu'il s'agit d'étudier le ruissellement (Poesen et Bryan, 1990 ; Govers, 1991 ; Hairsine *et al.*, 1992 ; Gallien *et al.*, 1995 ; Cros-Cayot, 1996).

1.2.2 Vision spatiale

La précédente description était focalisée sur les mécanismes locaux aboutissant à la génération du ruissellement. La persistance d'eau en surface est une condition nécessaire ; cependant le ruissellement ne se conçoit que comme

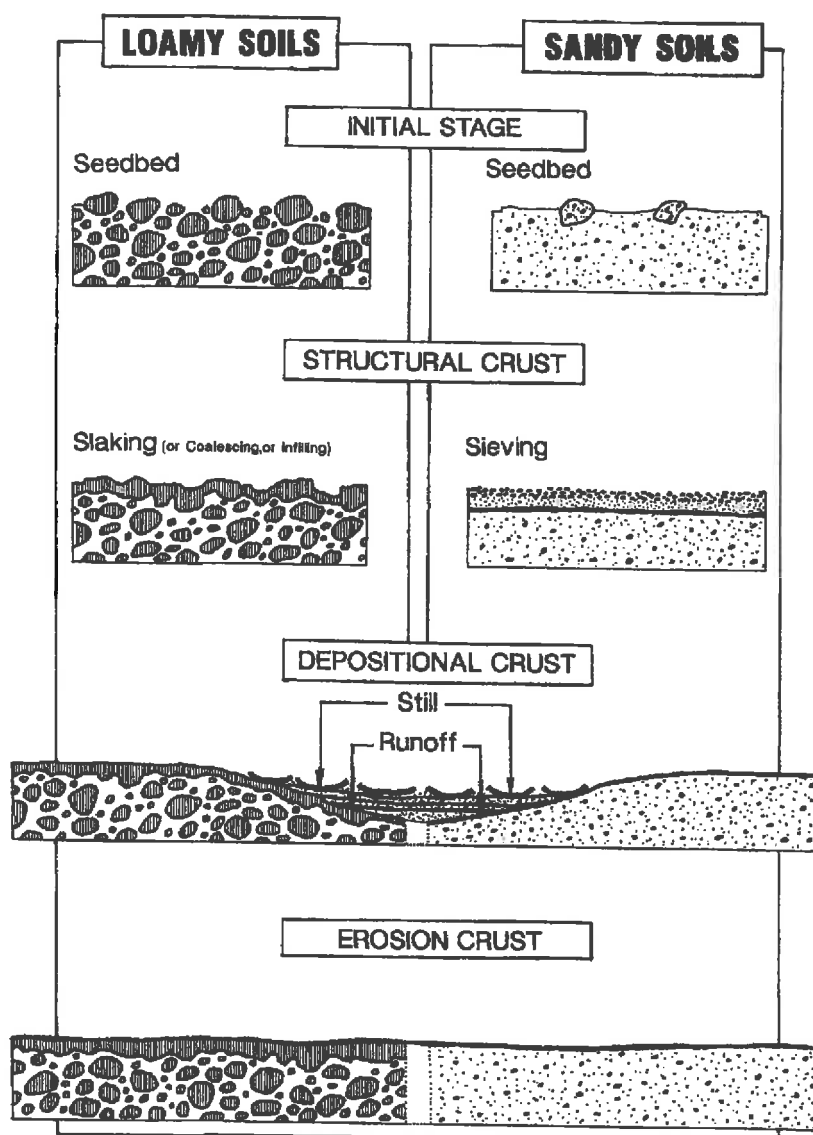


FIG. 1.2 – Évolution des états de surfaces.

Partant d'un lit de semences (sol limoneux à gauche, sol sablonneux à droite), les précipitations et le ruissellement vont faire apparaître différentes croûtes en surface. Extrait de Valentin et Bresson (1992).

un transfert latéral. Fondamentalement, le ruissellement est un processus dynamique dans l'espace. Ainsi l'échelle considérée va être un point clef : les transferts d'eau en surface s'effectuent-ils sur quelques centimètres ? quelques décimètres ? plusieurs mètres ? de l'amont à l'aval du versant ?

De nombreux paramètres, eux-aussi variables dans l'espace et le temps, affectent le ruissellement. Parmi ceux-ci, le plus manifeste, car directement visible, est sûrement la forme de la surface du sol. Comme vu précédemment, on distingue plusieurs types de rugosité en fonction de leurs origines et de leurs échelles spatiales : pente générale, sillons, rigoles, rugosité aléatoire. Tous ces types de rugosité influencent l'écoulement, chacun de manière spécifique. La pente générale permet d'identifier la direction générale de l'écoulement de l'amont à l'aval. Les rigoles canalisent le ruissellement. Les sillons modifient les directions d'écoulement et sont susceptibles de stocker de l'eau. La rugosité aléatoire intervient à la fois sur la vitesse de l'eau, sur son stockage en surface et sur le cheminement des écoulements. L'interaction de ces différents objets entre eux et avec d'autres facteurs vont affecter les caractéristiques du ruissellement.

Examinons de manière succincte les mécanismes conduisant aux transferts de l'eau. Nous prendrons comme exemple une averse pluvieuse se produisant sur le sol initialement sec d'une parcelle agricole de versant (fig. 1.3). Au début de l'averse, l'eau est absorbée par la force de succion du sol ; les transferts sont uniquement verticaux (fig. 1.3(a)). Lorsque l'infiltrabilité du sol devient plus faible que l'intensité de la pluie, de l'eau commence à persister en surface. L'eau s'écoule jusqu'à s'infiltrer un peu plus loin ou à être stockée, au moins temporairement, dans une dépression. Un transfert latéral existe (ruissellement !), mais il est très limité en distance (fig. 1.3(b)). L'averse continuant, les molécules d'eau restent plus longtemps en surface. Les dépressions se remplissent progressivement. Lorsque le niveau d'eau atteint le col d'une dépression, celle-ci déborde, la distance de transfert de l'eau augmente (fig. 1.3(c)). Des dépressions se connectent à leur voisine, de proche en proche, guidées par la géométrie de la surface (rugosité aléatoire, rang, pente générale). Si la pluie diminue en intensité, les flaques vont tendre à diminuer de volume ; le ruissellement agira sur des distances plus courtes (fig. 1.3(b)). Si la situation persiste, les distances de transfert diminuent jusqu'à s'annuler (fig. 1.3(a)). Une intensité constante (ou en tous cas suffisante pour contrebalancer l'infiltration) va conduire l'eau à s'écouler sur des distances toujours plus grandes. Si les conditions sont favorables, l'eau persistera suffisamment longtemps en surface pour créer des écoulements significatifs allant jusqu'à l'exutoire de la parcelle (fig. 1.3(d)).

Les hétérogénéités de la rugosité, de la nature, de la structure et de l'humidité initiale du sol entraînent une variabilité spatiale des distances de parcours du ruissellement. Dans l'idéal, il faudrait distinguer, à un instant donné, les aires où l'eau ne s'écoule pas en surface, les aires où du ruissellement existe mais n'atteint pas l'exutoire et enfin les aires où l'écoulement aboutit à des exportations d'eau (Cosandey et de Oliveira, 1996). L'étude de cette variabi-

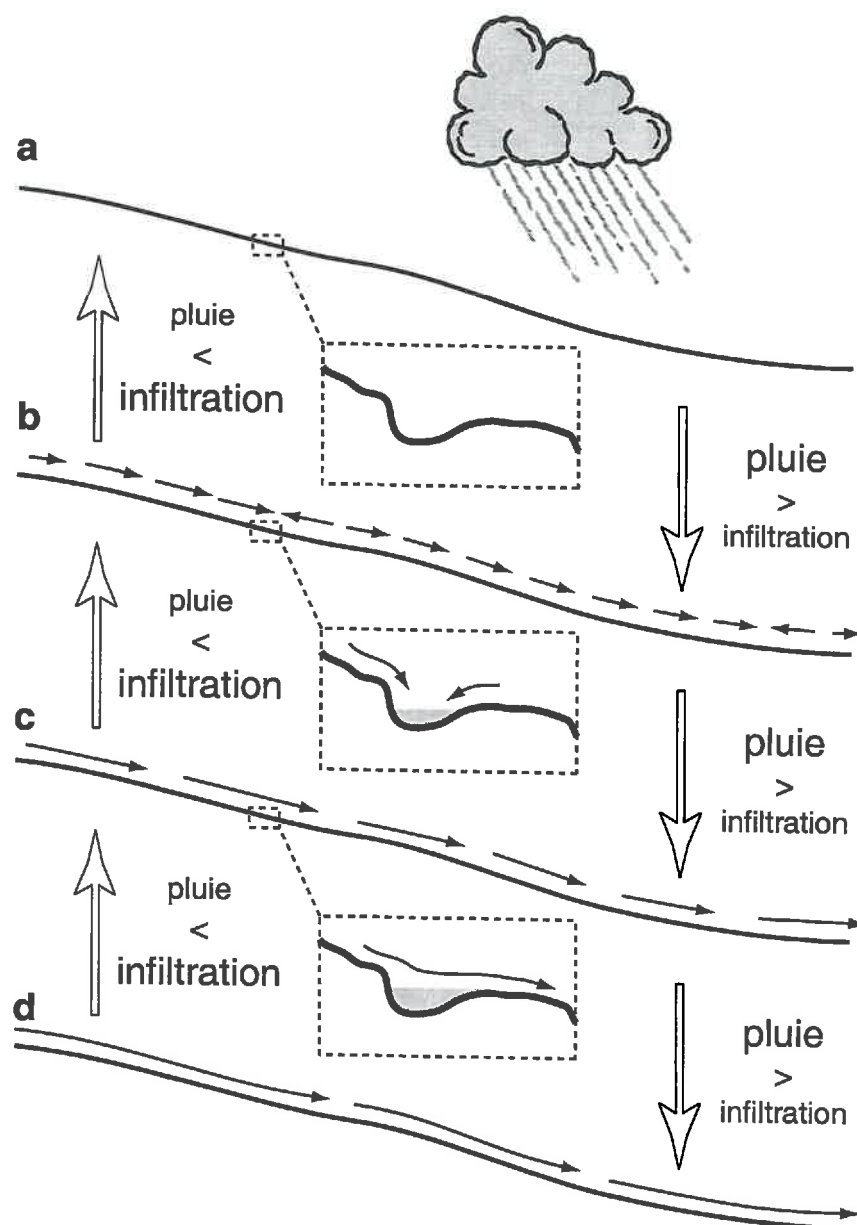


FIG. 1.3 – Évolution des transferts d'eau au cours d'une averse.
 Les transferts par ruissellement sont schématisés par les flèches parallèles au profil topographique (leurs longueurs se veulent proportionnelles à la distance de parcours). Le détail de la surface montre le cas particulier d'une dépression.

lité et de ses causes est en général limitée par les difficultés de mesures. Aussi, et bien que le ruissellement soit un processus spatial, on ne mesure généralement le ruissellement que comme un flux à l'exutoire d'une surface (*runoff*). Dans ce cas, et afin d'effectuer de simples bilans, il est nécessaire de connaître la superficie de la surface. Ce peut être un versant, une parcelle, une placette expérimentale ou un bac de laboratoire. Dans le cas d'un ruissellement concentré, des dispositifs permettent de mesurer le flux d'eau en ne perturbant que localement l'écoulement. Dans le cas du ruissellement diffus, on commence par collecter les écoulements (entraînant donc leur localisation), puis on effectue une mesure de volume ou de flux. Ce type de dispositif perturbe bien évidemment le ruissellement, interdisant l'implantation d'un second dispositif en aval.

Connaissant les quantités d'eau entrées, il est possible d'établir le bilan global des flux. Le rapport entre le flux sortant par ruissellement et le flux entrant par les précipitations est appelé *coefficient de ruissellement*. Du fait de sa définition, il ne tient pas compte de la variabilité interne des écoulements d'eau. Les volumes d'eau mesurés sont généralement rapportés à la surface du système. Cette normalisation aboutit à une mesure des flux en unité de hauteur par unité de temps (généralement exprimé en mm/h).

1.2.3 Transferts associés

Le ruissellement ne se limite pas à un transfert d'eau. Comme mentionné précédemment, il s'accompagne de transport de matières à l'état particulaire ou dissous. Même lorsque l'on ne s'intéresse pas à leurs conséquences directes en terme de dommages, on est contraint de les aborder parce qu'ils affectent aussi le ruissellement. Les transferts de matière solide sont probablement ceux qui ont le plus d'interactions. Ces transferts solides interviennent en effet sur presque tous les facteurs conditionnant le ruissellement (Poesen et Bryan, 1990 ; Poesen, 1992).

Aux transferts solides sont associés des modifications de la géométrie de la surface. Sur ce point, les transferts de particules interviennent à plusieurs échelles d'espace et de temps, puisqu'ils sont à la fois le moteur de la forme des versants, de l'apparition de rigoles et des modifications locales des hauteurs. Certes, les transports solides par l'eau ne sont pas les seules causes de modifications de la forme de la surface². Cependant, le couplage intrinsèque des transferts aqueux et des transferts particuliers oblige à considérer leur interaction : les transferts d'eau sont un moteur des transferts particuliers, mais ceux-ci rétroagissent notablement à plusieurs niveaux (génération locale et propagation du ruissellement, différenciation des états de surface). De telles boucles de rétroactions se rencontrent dès que l'on examine les processus dans

2. En effet, celles-ci peuvent avoir une origine biologique (pâturage du bétail, faune du sol, végétation), humaine (travail du sol) ou avoir une autre cause physique (vent).

leur contexte naturel, le ruissellement ne faisant pas exception. Toutefois, par son aspect intrinsèque, l'interaction entre transferts d'eau et de particules est certainement la plus forte.

Voyons plus en détail les modalités de cette interaction dans le cas de l'érosion hydrique. Sous l'effet de la pluie, on assiste à une désagrégation de la surface du sol par différents processus (Le Bissonnais *et al.*, 1989). L'humectation d'agrégats initialement secs cause leur éclatement et leur microfissuration aboutissant ainsi à un détachement de particules. L'impact des gouttes de pluie cause à la fois une abrasion de la périphérie des agrégats et une compaction de la surface. Enfin, par leur caractère discontinu, les averses entraînent des alternances humectation-dessiccation qui causent des successions de gonflements et de retraits contribuant aussi à la désagrégation. Ces processus affectent l'érodibilité de la surface et donc les transferts de particules (Bryan *et al.*, 1989 ; Young *et al.*, 1990).

Les gouttes de pluie entraînent une redistribution des particules par effet d'impact sur la surface du sol. Ce processus est connu sous le nom d'effet splash et est lié à l'énergie cinétique des gouttes. Il cause des transferts sur des distances horizontales pouvant atteindre plusieurs décimètres (Ellison, 1947 ; Thornes, 1980). Le splash modifie la rugosité de façon directe. Les impacts des gouttes de pluie sur la lame d'eau en écoulement augmentent la quantité de particules en suspension, affectant ainsi, de manière indirecte, les transferts de particules (Kinnell, 1991). L'écoulement, par la combinaison des phénomènes de mise en suspension, de transport et de sédimentation, entraîne une redistribution des particules sur des distances pouvant être notablement plus importantes que celles liées au splash.

L'amplitude de la composante aléatoire de la rugosité tend à diminuer au cours du temps. Une différenciation apparaît à l'échelle de quelques décimètres. Les points hauts locaux sont érodés au profit des dépressions qui sont comblées. Cela donne naissance à une variabilité au niveau de la structure très superficielle du sol (croûte de battance - croûte sédimentaire) (Fox *et al.*, 1998b). Dans certaines conditions, l'écoulement peut donner naissance à des structures orientées, les rigoles. Ces objets correspondent à des incisions localisées de la surface du sol. Ce sont des voies privilégiées d'écoulement.

La redistribution des particules ne favorise pas nécessairement l'écoulement. Il a ainsi été suggéré que, sous certaines conditions (de pente en particulier), l'eau en écoulement érode les croûtes qu'il a précédemment formées. Cette disparition de la partie la plus superficielle du sol entraîne une augmentation locale de l'infiltrabilité, diminuant par la même le flux ruisselant (Poesen, 1984).

On attribue généralement à l'écoulement une certaine compétence pour le transport des particules. Ce concept est formalisé sous le terme de *capacité de transport*. Il s'agit fondamentalement de la concentration maximale en particules que l'eau, dans des conditions données, peut *potentiellement* transporter. Cette notion permet de faire la distinction entre deux situations. Si la quantité

de particules transportées est inférieure à cette capacité, le transport est dit limité par le détachement (des particules par le flux). Si la quantité de particules est égale à la capacité de transport, le flux de particules est dit limité par le transport (sous-entendu, par la capacité de transport du flux). Dans aucun cas, une concentration supérieure à la capacité de transport n'est censée pouvoir être observée.

1.3 Approche développée

1.3.1 Une approche simplifiée pour une meilleur compréhension des interactions rugosité-ruissellement

Les différents phénomènes que l'on peut identifier à l'échelle d'un versant sont reliés les uns aux autres. De manière simplifiée, la rugosité *s. l.* module l'infiltration en contrôlant la localisation et la vitesse des écoulements. La variabilité de l'infiltration est bien évidemment contrôlée par les propriétés du sol, qui, à leur tour, conditionnent les écoulements de surface. Enfin, ces écoulements affectent la rugosité.

Cette interdépendance des processus est à l'origine de la complexité du phénomène de ruissellement. Le présent travail s'attache principalement à mieux comprendre les interactions entre ruissellement et rugosité (fig. 1.4). Plus particulièrement, ce travail s'attache à décrire *l'effet du stockage de l'eau par la rugosité sur le déclenchement du ruissellement*. Par ce stockage, une partie de l'eau présente en surface ne ruisselle pas. Cet effet retarde l'apparition du ruissellement puisque sa génération nécessite préalablement le remplissage, au moins partiel, des dépressions. Cela a justifié de nombreuses études visant à estimer la capacité de stockage en fonction des caractéristiques de la surface.

Un modèle reliant volume stocké et profondeur a été mis au point (Mitchell et Jones, 1976). L'évolution de la capacité de stockage au cours de la saison culturale a aussi été étudiée (Gayle et Skaggs, 1978). Sur la base de calculs effectués à partir de mesures d'altitude de surfaces, une relation entre volume, surface et profondeur des dépressions individuelles a été mise au point (Ullah et Dickinson, 1979). Afin d'apprécier les différences entre surfaces rugueuses, des indices sont définis. Ils visent à représenter par une valeur numérique unique les caractéristiques de la rugosité aléatoire. Des indices ont été utilisés afin de décrire l'évolution de la rugosité avec la pluie (Römkens et Wang, 1987 ; Lehrsch *et al.*, 1988b,a ; Bertuzzi *et al.*, 1990b ; Helming *et al.*, 1993), les pratiques culturales (Linden et Van Doren, Jr., 1986 ; Römkens et Wang, 1986) et d'autres facteurs l'affectant.

Le *Random Roughness*, habituellement noté *RR*, est un des indices les plus utilisés, probablement parce qu'il est employé dans la (Revised-) Universal Soil Loss Equation (Renard *et al.*, 1997). Dans sa définition originelle, il correspond

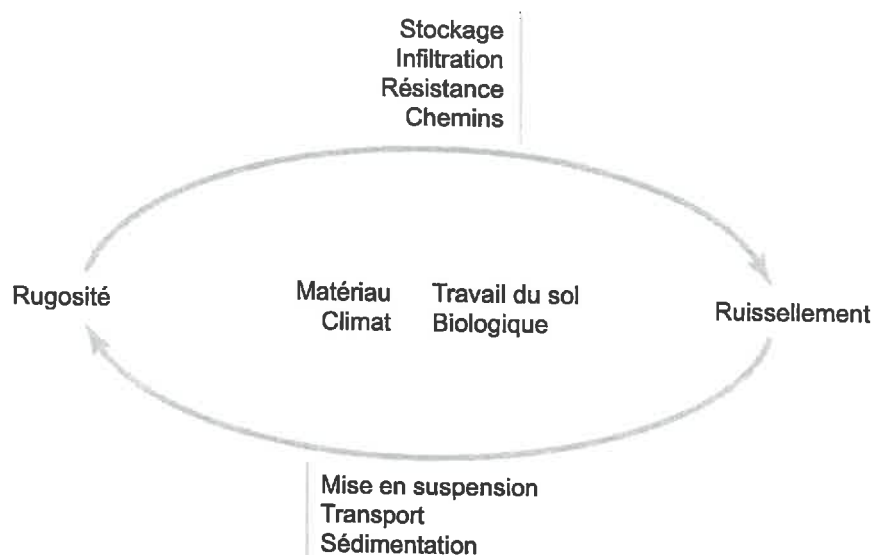


FIG. 1.4 – Schéma simplifié des interactions entre rugosité et ruissellement.

à l'écart-type de la distribution logarithmique des hauteurs après que les dix pour-cent supérieurs et inférieurs aient été supprimés (Allmaras *et al.*, 1966). Des estimations de la capacité de stockage basées sur le *Random Roughness* ont été effectuées à partir de simples profils de hauteurs (Onstad *et al.*, 1984 ; Brough et Jarret, 1992).

Les approches amenant au choix d'un indice sont en général empiriques. Elles consistent le plus souvent à définir des indices potentiels, puis à les tester et à les comparer afin d'identifier le plus pertinent d'entre eux (Currence et Lovely, 1970 ; Linden et Van Doren, Jr., 1986 ; Lehrsch *et al.*, 1988a ; Bertuzzi *et al.*, 1990b). À notre sens, ce type de démarche manque souvent de réflexion sur les caractéristiques pertinentes de la rugosité et sur les possibilités de les mesurer sur des profils.

Dans le but d'obtenir un meilleur contrôle sur les caractéristiques de la surface, la capacité de stockage a aussi été estimée sur des surfaces générées numériquement (Huang et Bradford, 1990a). Cela permet aussi d'étudier l'effet de la résolution horizontale des mesures d'altitude sur l'estimation de cette capacité.

La dynamique de connexion des flaques semblent avoir été étudiée pour la première fois par Moore et Larson (1979). Ces auteurs soulignent que le ruissellement débute avant que toutes les dépressions ne soient remplies. Onstad *et al.* (1984) soulignent l'importance de la dynamique des connexions qui implique qu'un volume d'eau supérieur à la capacité de stockage soit ajouté afin de remplir l'ensemble des dépressions. Chaque dépression a une aire drainée élémentaire collectant les précipitations. Leurs géométries et le réseau des connexions

peuvent être représentés explicitement. L'ordre dans lequel ces connexions se développent peut aussi être estimé (Sneddon et Chapman, 1989).

Afin de prédire les flux d'eau et de particules, certains modèles hydrologiques récents intègrent la capacité de stockage en paramètre d'entrée. EUROSEM (EUROpean Soil Erosion Model) considère que le ruissellement n'apparaît localement qu'à partir du moment où le volume stocké en surface est égal à la capacité de stockage (Morgan *et al.*, 1998). Bien que notant l'occurrence possible de ruissellement avant que toutes les dépressions ne soient remplies, WEPP (Water Erosion Prediction Project) fait la même simplification (Stone *et al.*, 1995). En se basant sur les travaux de Onstad (1984) et Linden *et al.* (1988), LISEM (LImburg Soil Erosion Model) est, à notre connaissance, le seul modèle prédictif qui considère un déclenchement progressif du ruissellement au cours du remplissage des dépressions (De Roo *et al.*, 1996).

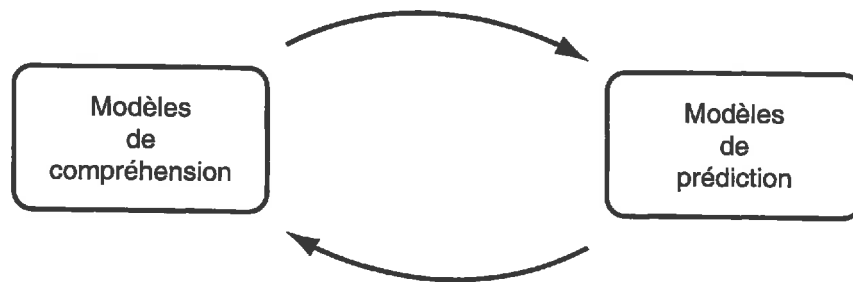


FIG. 1.5 – Les deux grandes familles de modèles.

Elles sont généralement complémentaires : les résultats de l'une sont utilisés pour faire progresser l'autre. Néanmoins, et afin que chacun remplisse sa fonction, leurs caractéristiques sont différentes. Elles sont le reflet de l'approche utilisée et des objectifs poursuivis. La présente approche appartient à la famille des modèles de compréhension.

Basée sur l'utilisation d'un modèle numérique simulant le remplissage des dépressions d'une surface rugueuse, la présente étude se limite à une des composantes contrôlant le ruissellement : le stockage de l'eau par les dépressions. Contrairement aux modèles prédictifs qui viennent d'être présentés, notre travail vise une meilleure *compréhension* de l'effet du stockage sur le déclenchement du ruissellement. Bien que pouvant sembler très simplificatrice, une telle approche apparaît souhaitable. En effet, une approche visant à une meilleure compréhension nécessite peu de paramètres afin de bien saisir la sensibilité de chacun. Ce n'est éventuellement qu'après une telle démarche que l'on peut retourner aux modèles prédictifs et intégrer les résultats obtenus afin de les perfectionner (fig. 1.5).

1.3.2 Une approche dynamique et spatialisée des transferts

Les dispositifs disponibles pour la mesure du ruissellement exercent une contrainte très forte sur l'étude de ce processus. En particulier, la collecte du ruissellement diffus en un point interdit toute mesure en aval (en conséquence, on ne fait jamais de mesure de flux sur un transect parallèle à la pente générale). Toutefois, on peut étudier la variabilité du ruissellement et en étudier les causes. Pour cela, des mesures faites pour des conditions initiales différentes ont été utilisées. On a ainsi pu aborder l'effet des pratiques culturales (Gallien *et al.*, 1995), des propriétés du sol (Fox et Le Bissonnais, 1998), de la pente générale (Fox *et al.*, 1997), etc.

Dans le cadre de son travail de thèse, Sylvie Cros-Cayot a caractérisé la variabilité spatiale du ruissellement en utilisant un ensemble de dispositifs collecteurs (Cros-Cayot, 1996). Ceux-ci avaient été répartis à la fois le long de la pente et à un même niveau de pente (fig. 1.6). La parcelle ayant été cultivée dans le sens de la pente, l'aire contributive attribuée à chaque collecteur était fixée par la géométrie rang inter-rang. La réponse en terme de ruissellement apparaissait à la fois dépendante des états de surface et des états hydriques, en réponse aux précipitations. Différentes périodes ont ainsi pu être identifiées (fig. 1.7). Cette approche avait permis de caractériser à la fois les flux internes (redistributions) et les exportations d'eau (ruissellement à l'aval).

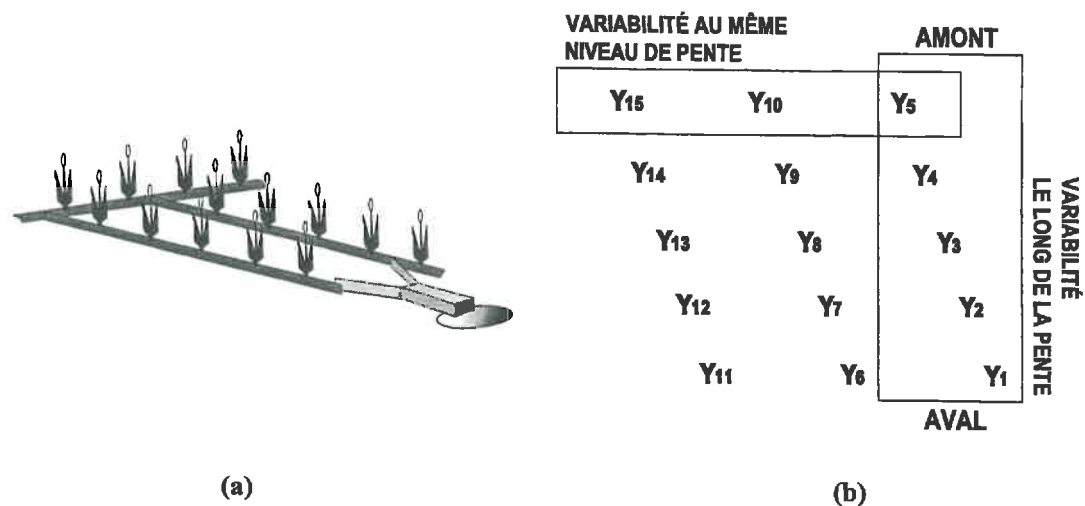


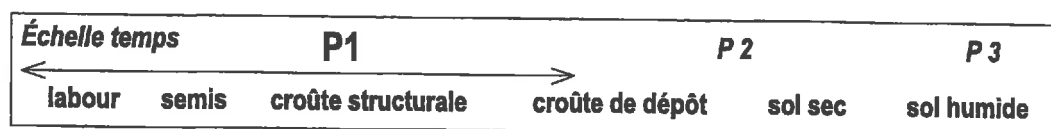
FIG. 1.6 – Méthode d'étude de la variabilité spatiale du ruissellement.

(a) Schéma d'implantation du dispositif de collecte du ruissellement.

(b) Répartition spatiale des dispositifs de mesure.

D'après Cros-Cayot (1996).

Dans le prolongement de ces travaux, nous allons essentiellement nous inté-



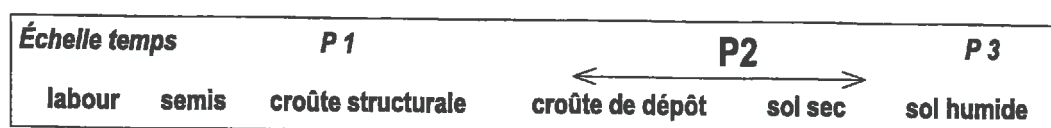
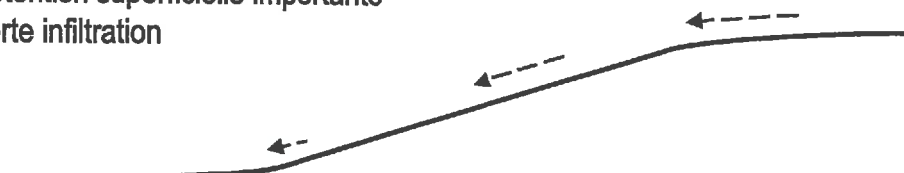
Propagation et vitesse du ruissellement réduites

Ruissellement local si $I \text{ pluie} > 7 \text{ mm/h}$

Ruissellement nul si $I \text{ pluie} < 7 \text{ mm/h}$

Détention superficielle importante

Forte infiltration



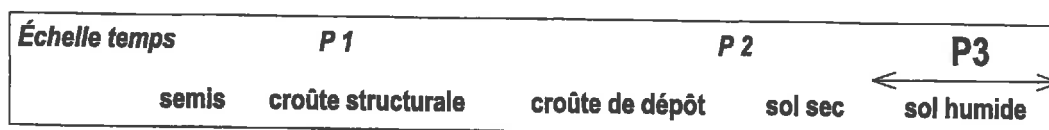
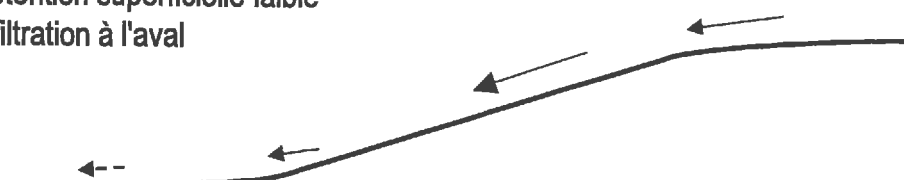
Propagation et vitesse du ruissellement notables

Ruissellement sur l'ensemble du versant si $I \text{ pluie} > 9 \text{ mm/h}$

Ruissellement important à l'amont si $I \text{ pluie} > 4 \text{ mm/h}$

Détention superficielle faible

Infiltration à l'aval



Propagation notable et vitesse de ruissellement faible

Ruissellement sur l'ensemble du versant

Ruissellement important à l'aval si humidité $> 33\%$

Saturation du sol

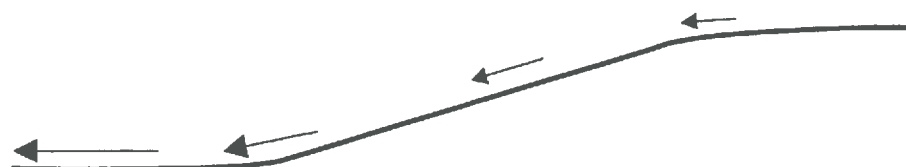


FIG. 1.7 – Caractérisation des transferts d'eau par ruissellement sur une parcelle en contexte breton.

Les propriétés du ruissellement varient au cours de l'année.

D'après Cros-Cayot (1996).

resser aux transferts dans le cas où le ruissellement est diffus à la surface du sol (par opposition à l'écoulement concentré, localisé dans les rigoles). En se basant sur un modèle numérique, la présente approche s'attache à mieux comprendre les processus dans un cadre simplifié. Nous allons nous attacher à examiner comment la dynamique interne conditionne les flux observés à l'exutoire. Ce travail apporte un nouvel éclairage par rapport aux effets des différents types de rugosités sur le déclenchement et la propagation du ruissellement.

Modèle de remplissage graduel des dépressions

Résumé

AFIN DE SIMULER le remplissage des dépressions d'une surface rugueuse, un modèle numérique a été mis au point. Appartenant à la famille des automates cellulaires, il est basé sur le principe des marcheurs conditionnés. Un marcheur transportant une quantité d'eau donnée est positionné aléatoirement sur une grille d'altitude. Selon un critère de plus grande pente, il se déplace à la surface de la topographie. Lorsqu'une dépression locale est rencontrée, il tente de la remplir. Lorsque le stock du marcheur devient nul ou lorsque celui-ci atteint un bord libre de la grille, un nouveau marcheur est lancé. Dans cette configuration, l'ajout successif de marcheurs assure le remplissage progressif des dépressions.

CET MODÈLE étant distribué, il est possible de considérer à la fois les dynamiques externe et interne. Ceci est atteint grâce à la mesure du coefficient de ruissellement et de la distance de connexion. Vu la simplicité de l'approche utilisée, le modèle n'est probablement pas adapté à reproduire les comportements naturels. En effet, conçu comme un outil pour mieux comprendre l'effet de la rugosité sur le déclenchement du ruissellement, il n'intègre qu'un petit nombre de paramètres.

2.1 Introduction

Plusieurs méthodes sont utilisées pour étudier le ruissellement. Il est bien évidemment possible d'effectuer des mesures *in situ*. Ces observations doivent faire face à la complexité des processus naturels et sont souvent limitées à l'étude de cas qu'il est parfois difficile de généraliser. De façon complémentaire, des approches de modélisations expérimentales et numériques sont utilisées. Les modélisations expérimentales permettent un meilleur contrôle des paramètres et des processus. Une répétabilité est aussi envisageable. Quant aux modélisations numériques, elles permettent d'étudier les processus dans le cadre d'un schéma simplifié d'interactions. Les modèles numériques sont classés, de façon assez schématique, selon les bases qui sous-tendent leur développement :

- *les modèles empiriques* sont basés sur des relations déterminées par l'analyse, souvent statistiques, de résultats expérimentaux. L'utilisation de ces relations ne nécessite pas d'en connaître l'origine ;
- *les modèles à bases physiques* sont définis sur des relations générales établies par une analyse physique. Ce sont des représentations simplifiées des processus physiques basés sur une analyse des mécanismes ;
- *les modèles conceptuels* sont des schémas particuliers des processus et de leurs interactions. Ils développent des visions spécifiques afin de mettre en avant les idées de leurs auteurs.

De nombreux modèles ont été développés afin de prédire le ruissellement et l'érosion. Cependant, les modèles numériques prenant en compte la présence des dépressions de manière explicite sont peu nombreux. En fait, l'effet du stockage par la rugosité, bien que souvent abordé, a peu fait l'objet d'études détaillées. Dans notre cas, plusieurs types de modèles numériques sont utilisables *a priori*. Dans un modèle de gaz sur réseau, le fluide est représenté par l'interaction de très nombreuses particules selon des règles prédéterminées. Ces règles d'interactions sont choisies de façon à retrouver les caractéristiques du fluide (viscosité, tension superficielle, etc.). Un tel modèle a été utilisé par Laurent Garcia-Sanchez au cours de sa thèse et permet effectivement de simuler l'écoulement de l'eau sur une surface rugueuse (Garcia-Sanchez *et al.*, 1996 ; Garcia-Sanchez, 1997). Afin de rester dans le domaine de similitude entre le réseau et le milieu physique, la taille des systèmes étudiés est réduite, cette approche s'avérant extrêmement coûteuse en ressources informatiques. Une autre approche consiste à se baser sur les équations de la mécanique des fluides. De nombreuses études utilisent des modèles aux différences finies afin de résoudre numériquement ces équations (Zhang et Cundy, 1989). Ils sont parfois sujets à des instabilités numériques limitant leur application. Ce type de problème tend à disparaître grâce à la mise en place de nouvelles procédures de calcul (Estèves *et al.*¹, 1999). Un tel modèle pourrait probablement être utilisable pour notre

1. ESTÈVES M., FAUCHER X., GALLE S. et VAUCLIN M. (soumis 1999). « Overland flow and infiltration modelling for small plots during unsteady rain : numerical results versus

étude, mais resterait toutefois relativement exigeant en temps de calcul. De plus, les liens entre les réponses du modèle et les variables d'entrée sont sans doute difficiles à analyser, compliquant la compréhension des interactions dans les mécanismes de ruissellement.

Dans le présent travail, nous avons choisi d'aborder l'effet du stockage par la rugosité sur le déclenchement du ruissellement grâce à un modèle de marcheurs conditionnés. Son développement est fondé sur les objectifs précédemment décrits (voir § 1.3) :

- le modèle doit bien entendu pouvoir simuler le remplissage des dépressions et leur débordement ;
- afin d'être capable de comprendre le comportement du modèle et l'influence des variables, il doit être aussi simple que possible. Cela permet aussi de minimiser la quantité d'information en entrée pour une même quantité d'information en sortie ;
- il doit être capable de traiter une description détaillée de la surface afin de permettre l'étude de l'influence de la forme de la rugosité ;
- dans le but d'obtenir des résultats statistiques, son exécution doit être rapide.

2.2 Présentation du modèle de marcheurs conditionnés

2.2.1 Principes

Le modèle numérique développé fait partie de la famille des automates cellulaires qui sont un type de modèles discrets (Wolfram, 1982). Les automates cellulaires sont utilisés dans de nombreux domaines, en particulier en géomorphologie afin d'étudier l'évolution de la forme du relief (Chase, 1992 ; Crave, 1995) et des chenaux méandriformes (Murray et Paola, 1994, 1997). Le modèle de Garcia-Sanchez (1997), déjà évoqué, est également un automate cellulaire.

Le présent modèle est basé sur la technique du marcheur conditionné. Une telle approche avait déjà été utilisée à Géosciences-Rennes (CNRS-université de Rennes 1) par Alain Crave et Philippe Davy afin d'étudier la formation et l'évolution des réseaux de drainage, essentiellement à l'échelle pluri-kilométrique (Crave, 1995). Elle a aussi été appliquée à l'étude de la croissance des rigoles sur des surfaces de quelques mètres carrés (Favis-Mortlock, 1996, 1998 ; Favis-Mortlock *et al.*, 1998).

Dans la présente application, un marcheur est vu comme une petite quantité d'eau se déplaçant sur une surface. Bien que l'idée soit de prime abord

séduisante, un marcheur ne peut pas être convenablement décrit comme une goutte d'eau. En effet:

- le volume du marcheur peut être très différent de celui d'une goutte;
- son évolution sur la surface ne correspond pas au devenir d'une goutte d'eau (qui cesse d'exister après avoir touché la surface).

La surface est représentée de façon discontinue sous forme d'une grille régulière. À chaque nœud est attribuée une altitude, numériquement représentée par un nombre décimal. La grille constitue ainsi un modèle numérique de terrain (MNT). Des marcheurs sont *successivement* lancés sur la grille (fig. 2.1). Pour chaque marcheur, une position initiale est aléatoirement choisie. Ainsi, en moyenne, tous les points de la surface reçoivent le même nombre de marcheurs et donc la même quantité d'eau.

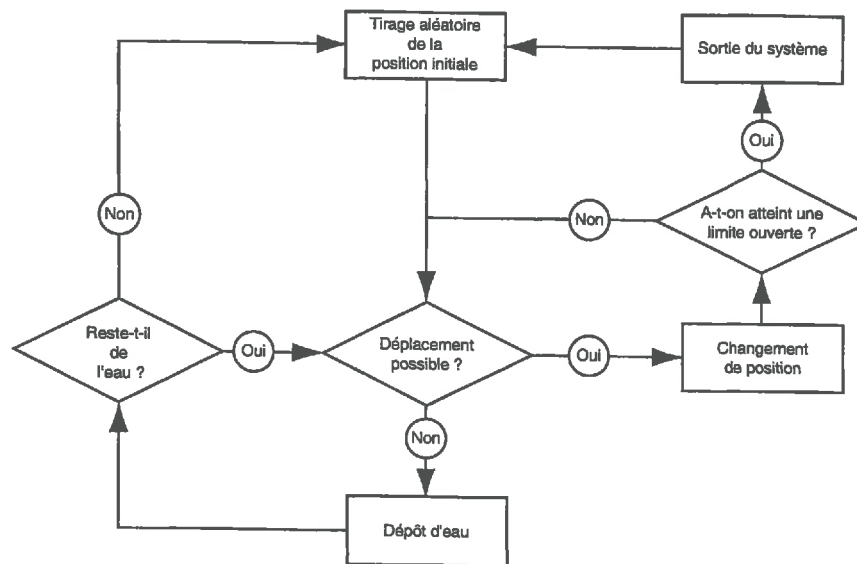


FIG. 2.1 – Schéma de fonctionnement du modèle de marcheurs utilisé pour le remplissage progressif des dépressions d'une surface rugueuse.

Le marcheur ne dispose d'informations que sur le point où il se trouve et sur ses quatre voisins immédiats. Il se déplace sur la surface rugueuse dans les zones exondées et à la surface de l'eau quand il se trouve sur une flaque. Pour qu'il puisse se déplacer, au moins un de ses voisins doit avoir une altitude inférieure à la sienne. Son mouvement est gouverné par une règle de plus forte pente le contraignant à se déplacer sur le point voisin ayant la plus faible altitude.

Si le marcheur n'a pas de voisin plus bas, c'est qu'il se trouve dans une dépression locale de la grille ou sur une surface plane. Dans le cas d'un trou, il tente de le combler en utilisant l'eau qu'il transporte. Deux cas peuvent se

présenter :

Le volume transporté est insuffisant pour combler le trou

Toute l'eau est déposée ; le marcheur disparaît ; un nouveau marcheur est lancé ;

Le volume transporté est suffisant pour combler le trou

Une quantité légèrement supérieure au volume du trou est déposée, diminuant d'autant le volume transporté par le marcheur. Le marcheur se déplace ensuite sur le voisin de plus faible altitude.

Déposer un volume supérieur au strict nécessaire limite la formation de zones planes, permettant au marcheur de continuer sa course en utilisant le critère de pente locale. Dans le même esprit, si le voisin le plus bas est à la même altitude que le point courant (zone plane), le marcheur dépose une faible quantité d'eau (1% du volume initial). Cette procédure de dépôt crée des flaques dont la surface est en très légère pente. Cela permet aux marcheurs de se déplacer en utilisant uniquement des informations sur les quatre voisins immédiats. Lorsqu'un marcheur se trouve à la surface d'une flaque, il est ainsi dirigé vers le point le plus bas de celle-ci, qui est, selon les cas, son exutoire (dépression complètement remplie) ou une zone de dépôt d'eau (dépression partiellement remplie).

En lançant un très grand nombre de marcheurs, les dépressions sont ainsi remplies progressivement. Elles se connectent entre elles et à l'exutoire du système en fonction des caractéristiques de la topographie initialement rentrée.

Une procédure simulant l'infiltration a été ajoutée. Une partie de l'eau stockée dans les flaques est périodiquement supprimée, les marcheurs ne s'infiltrant pas au cours de leurs déplacements. Une hauteur maximale d'infiltration $h_{I_{max}}$ est spécifiée. L'ensemble des points de la surface sont considérés. Si la hauteur d'eau localement stockée est supérieure à $h_{I_{max}}$, une quantité $h_{I_{max}}$ est enlevée. Si la hauteur d'eau est inférieure à $h_{I_{max}}$, toute l'eau localement stockée est supprimée.

Cette vision simplifiée de l'infiltration est valable tant que l'on considère des surfaces rugueuses capable de stocker de l'eau. En effet, si la surface ne stocke pas d'eau, les marcheurs atteindront l'exutoire sans effectuer de dépôt. L'infiltration ne pourra donc pas avoir lieu. Pour traiter ces cas, une infiltration au cours des déplacements aurait été nécessaire.

Dans le cas réel, si l'infiltration est très forte (par rapport aux précipitations), l'eau s'infiltrerait avant d'atteindre les dépressions. Ces dernières ne sont alors jamais remplies, aucune flaque n'apparaît. Le ruissellement est alors quasi-absent. Nous intéressés au déclenchement du ruissellement, nous nous limitons aux configurations permettant d'avoir un remplissage (au moins partiel) des dépressions. L'infiltration doit alors être suffisamment faible pour permettre à l'eau d'atteindre ces dépressions. Sachant que l'eau atteint les dépressions, l'infiltration limitée aux flaques est une simplification acceptable.

2.2.2 Conditions aux limites

Comme pour tout système, nous devons définir des conditions aux limites. Il s'agit ici des bords de la surface étudiée. Si une limite est « fermée », les marcheurs ne peuvent pas la franchir. Ils sont donc contraints de se déplacer dans les autres directions possibles. Si une limite est « ouverte », les marcheurs peuvent la franchir et donc quitter le système. Dans notre cas, cela revient à un ruissellement à l'extérieur de la surface. Les marcheurs peuvent donc avoir deux destinées : disparaître en remplissant des dépressions ou sortir du système par une limite ouverte. Nous discuterons par la suite l'importance de ces conditions aux limites. Elles différencient l'intérieur de l'extérieur du système mais modifient aussi la dynamique de remplissage des dépressions.

2.2.3 Variables de sorties

Afin de contraindre l'état du système et son évolution, un certain nombre de mesures peuvent être effectuées. Les trois principales variables de sorties analysées sont :

Le coefficient de ruissellement à l'aval

Il mesure, sur un pas fixé, le rapport entre le volume sorti du système par la limite ouverte et le volume ajouté. C'est une mesure classique en hydrologie. En l'absence d'infiltration, le coefficient de ruissellement mesure la proportion de la surface du système qui est connectée à la limite ouverte. De part sa définition, le coefficient de ruissellement ne rend compte que de ce qu'il se produit vu de l'extérieur du système ;

La distance de connexion interne

Nous avons cherché à caractériser l'évolution des connexions se développant à l'intérieur du système. Pour cela, la distance de connexion interne a été utilisée. Elle sera définie au chapitre 3. De manière informelle, elle vise à mesurer la distance maximale que peut parcourir l'eau dans les zones ne contribuant pas au ruissellement à l'exutoire. De part son caractère interne, la distance de connexion est un indicateur complémentaire du coefficient de ruissellement. Comme pour le coefficient de ruissellement, la mesure de la distance de connexion est effectuée périodiquement au cours de la simulation ;

La capacité de stockage

La mesure de la capacité de stockage est effectuée en fin de simulation, lorsque toutes les dépressions sont connectées à l'exutoire. Il s'agit simplement du volume stocké, c'est-à-dire de la différence entre le volume total ajouté et le volume total sorti.

D'autres variables ont été testées (forme et lacunarité de la surface contributive à l'aval, distance parcourue par les marcheurs, etc.). Cependant, les trois qui viennent d'être présentées sont apparues les plus pertinentes.

2.3 Discussion : conditions et domaines d'application

Un modèle ne vise en aucun cas à une représentation exacte de l'ensemble des processus actifs dans le milieu naturel. Ce n'est qu'une représentation simplifiée développée en fonction des objectifs poursuivis. Les grandes lignes directrices ayant gouvernées le développement du présent modèle ont été énumérées précédemment. Elles aboutissent à ne prendre en compte que les points les plus fondamentaux du remplissage et de la connexion des dépressions dans le but d'une meilleure compréhension de cette dynamique. En contrepartie, le modèle possède certaines limites qu'il est important de considérer.

Le cas d'une surface ne possédant pas de dépressions est clairement hors du domaine d'application du modèle. En effet, dans un tel cas, tous les marcheurs atteignent la limite ouverte ; le coefficient de ruissellement est donc toujours égal à 100%. De plus, ne pas considérer cette situation garantit la validité de la procédure d'infiltration.

Le présent modèle n'est pas dimensionné *a priori*. Ainsi, tout au moins pour le modèle lui-même, il n'y a que des échelles *relatives* de hauteur. À aucun moment les dimensions absolues ne sont requises (celles-ci n'étant éventuellement connues que par le modélisateur). Une même simulation peut donc, dans certains cas, représenter plusieurs situations.

De même, il n'y a pas, à proprement parler, de mesure du temps dans le modèle. Les marcheurs redistribuent de l'eau sur une surface sans jamais interagir de manière directe entre eux. En pratique, on définit un « temps universel » (TU). Par convention, une unité de temps universel correspond à l'ajout d'un nombre de marcheurs égal au nombre de points de la grille. Une unité de temps universel revient donc, en moyenne, à l'ajout d'une couche incrémentale d'eau sur toute la surface. Le temps nécessaire pour ajouter cette couche est par convention égal à l'unité. Pendant les périodes où il y a infiltration sans pluie, une unité de temps universel revient, de manière similaire, à traiter une fois l'ensemble de la surface. Il correspond à une quantité d'eau maximale que l'on peut enlever.

Si la taille de la grille et l'unité de temps étaient définies dans le modèle, les simulations ne seraient valables que pour un cas particulier défini au préalable. Comme illustré par la suite, cette absence de dimensionnement *a priori* est un avantage. Elle permet de généraliser un résultat en l'appliquant à un ensemble de cas particuliers.

De part les règles spécifiées, les déplacements ne se font que dans le sens des altitudes décroissantes. En particulier, du fait de l'absence de vitesse, les marcheurs ne possèdent pas d'inertie. Ils ne peuvent donc pas remonter les pentes locales et franchir ainsi des obstacles. Bien au contraire, ils suivent toujours la plus forte pente locale et doivent nécessairement déposer de l'eau pour continuer à se déplacer lorsqu'il rencontre un trou.

Comme noté précédemment, la surface des flaques possède toujours une légère pente. La modélisation de flaques à surface horizontale n'aurait pas posé de réels problèmes numériques proprement dit. Cela aurait cependant été une procédure nécessitant un temps de calcul non négligeable. La présence de cette pente locale peut être vue comme une astuce pour accélérer le déplacement des marcheurs en leur permettant de trouver, sur des critères locaux, la direction de déplacement. Définir cette pente locale en fonction du volume du marcheur initial pose des problèmes si la hauteur du marcheur est du même ordre que celle de la rugosité (fig. 2.2). Lors des simulations, la hauteur initiale des marcheurs doit donc avoir des valeurs inférieures à la rugosité (au moins d'un facteur 2). La pente locale des dépressions est alors très faible par rapport à la hauteur des rugosités (la pente locale est inférieure à 0,01%). Dans certains cas, elle est susceptible de modifier quelques connections entre dépressions. Cependant, il est improbable que cela affecte de façon sensible le comportement général.

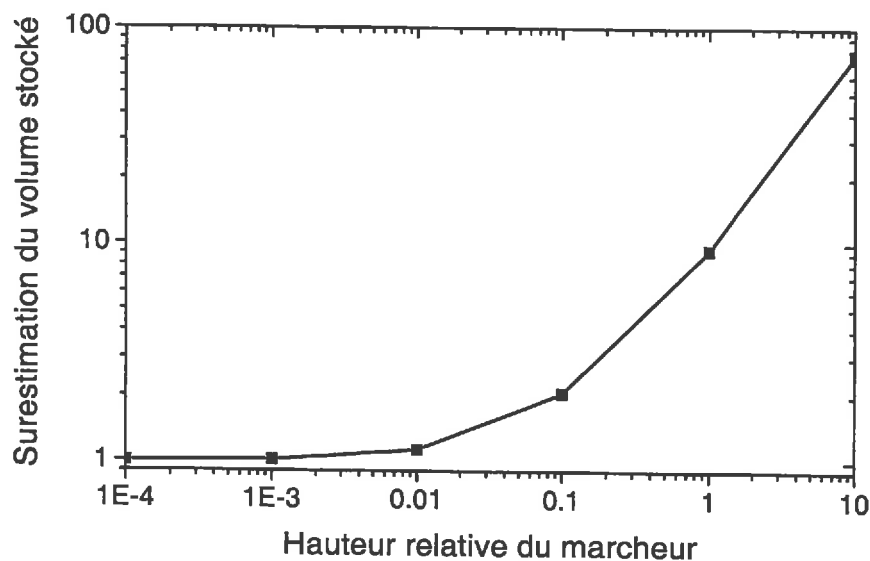


FIG. 2.2 – Surestimation de la capacité de stockage par rapport à sa valeur réelle en fonction de la hauteur du marcheur.

La hauteur du marcheur est rapportée à la hauteur de la rugosité.

Les parcours de deux marcheurs successifs sont très variables car ils dépendent de leurs points de départ. Les mesures caractérisant le système ne peuvent donc être effectuées que de façon moyenne sur un ensemble de marcheurs et non pas marcheur par marcheur². Une unité de temps universel est prise comme la durée minimale entre les mesures.

2. Le cas du coefficient de ruissellement est certainement le plus explicite. S'il était défini à l'échelle d'un marcheur, il montrerait de très fortes variations s'étalant entre les marcheurs n'ayant pas déposé d'eau et les marcheurs ayant disparu avant d'atteindre l'exutoire.

Lorsque les surfaces sont générées numériquement, il est possible d'effectuer plusieurs réalisations avec des surfaces aux propriétés statistiquement identiques. On peut ainsi aborder un comportement moyen (fig. 2.3). Lors des prochains chapitres, il s'agira souvent de comprendre l'effet d'une variable et non de rechercher le comportement « exact » pour une de ses valeurs particulières. Aussi, nous allons essentiellement nous focaliser sur les courbes moyennes en laissant de côté les écarts-types. L'effectif nécessaire pour obtenir une moyenne stable varie en fonction des caractéristiques des surfaces. De manière générale, cent réalisations seront habituellement considérées dans cette étude.

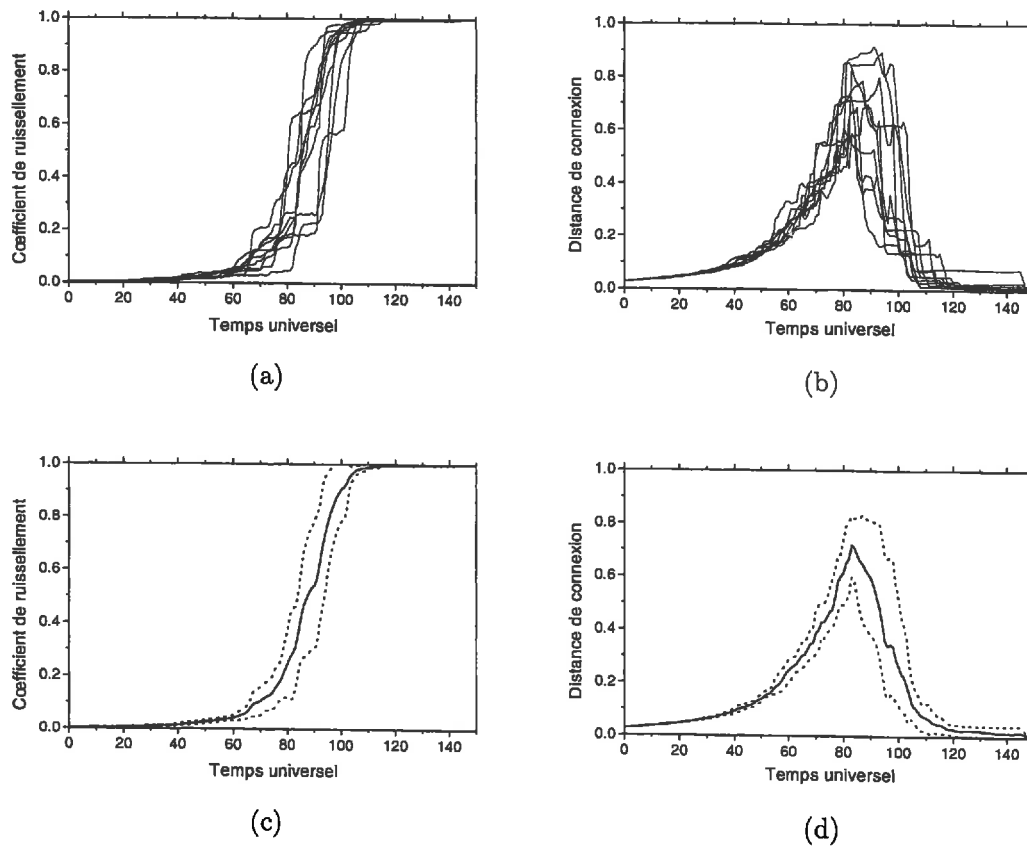


FIG. 2.3 – Courbes de coefficient de ruissellement et de distance de connexion. (a) et (b) : 10 réalisations. (c) et (d) : moyenne et écart-type sur ces 10 réalisations.

Deuxième partie

Effet de la rugosité sur les transferts d'eau

Percolation et transferts d'eau

Résumé

LE DÉCLENCHEMENT du ruissellement est vu comme un développement de connexions entre les dépressions. Les résultats des simulations sont analysés en utilisant la théorie de la percolation. Cette théorie de physique statistique permet de formaliser les comportements observés. Le ruissellement semble présenter à la fois des caractéristiques de la percolation classique et de la percolation d'invasion.

LES RÉSULTATS obtenus permettent de discuter des problèmes d'échelle et de variabilité spatiale. La distance de connexion est identifiée à une mesure de la distance de transfert de l'eau à l'intérieur du système. Enfin, l'effet de l'infiltration sur le développement des connexions est étudié. Certaines aires drainées non contributives deviennent alors pérennes. La théorie de la percolation semble d'application plus difficile dans ce cas.

3.1 Théorie de la percolation

3.1.1 Intérêt de la théorie de la percolation

Selon Stauffer et Aharony (1994), le terme de théorie de la percolation apparaît pour la première fois dans Broadbent et Hammersley (1957). Toutefois, les concepts sont déjà présents chez Flory (1941) et Stockmayer (1943). Elle fut tout d'abord développée en chimie, à propos des processus de polymérisation et de gélification. Elle a ensuite été utilisée en sciences physiques pour étudier les transitions de phases (thermiques et magnétiques), en sciences de la Terre et de l'environnement (champs pétroliers, feux de forêt, hydrologie...), etc.

Fondamentalement, la théorie de la percolation est un outil pour étudier certains des systèmes où des connexions entre éléments peuvent être définies. Ces éléments de connexions peuvent être des sites ou des liens (fig. 3.1). Ils peuvent être disposés sur un réseau régulier ou aléatoire. La théorie de la percolation analyse ainsi les relations géométriques entre ces éléments.

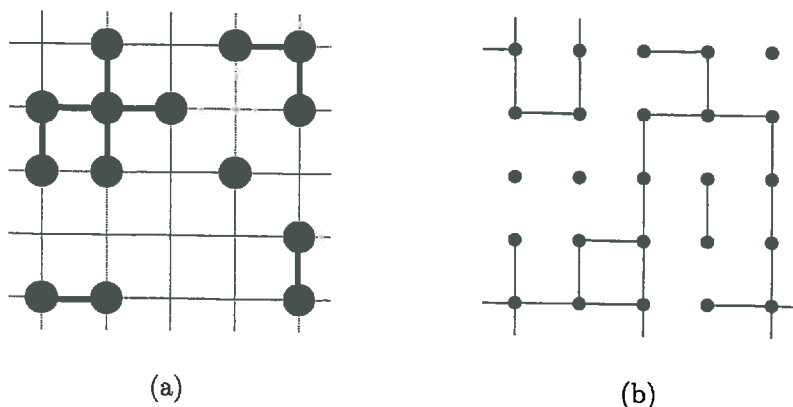


FIG. 3.1 – *Connexions entre sites (a) et connexions entre liens (b) sur un réseau à maille carrée.*

Dans le cas de la percolation de sites, deux sites voisins sont connectés s'ils sont tous les deux occupés. Dans le cas de la percolation de liens, l'occupation d'un lien définit la connexion.

La théorie de la percolation est une approche statistique : l'occupation d'un élément (site ou lien) inclut une composante aléatoire. Le comportement de tels systèmes peut parfois être étudié grâce à une approche analytique. Néanmoins, des solutions exactes ne sont connues que pour des cas particuliers (notamment dans les problèmes à une seule dimension). Dans le cas général, des mesures statistiques doivent être effectuées. Elles sont réalisées par simulations numériques ou expérimentales.

Les propriétés des systèmes étudiés dépendent du rapport entre éléments

connectés et non-connectés. Une légère augmentation de la proportion de sites (ou de liens) peut produire une transition d'un état déconnecté vers un état connecté (fig. 3.2). L'existence d'un tel seuil est une cause fondamentale de non-linéarité. C'est une propriété émergente de tels systèmes.

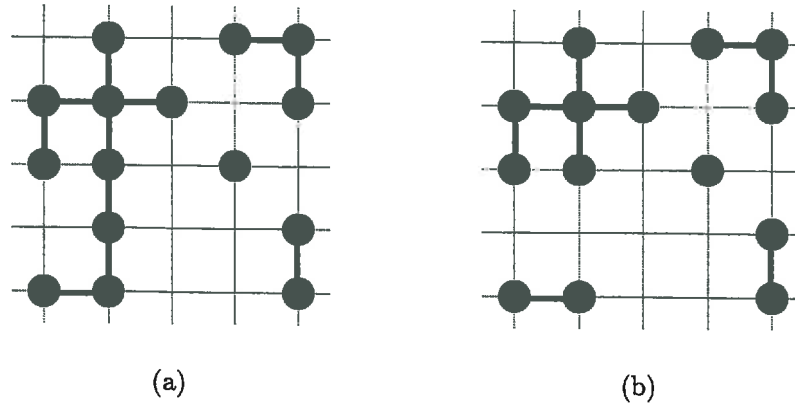


FIG. 3.2 – Exemples de réseaux (a) connecté et (b) déconnecté. L'ajout d'un site supplémentaire permet de connecter le bord inférieur au bord supérieur.

Une des préoccupations de la science est de réduire l'évolution d'un système à une poignée de variables, de formuler des « lois » générales rendant compte des processus avec le moins de paramètres possibles. La théorie de la percolation s'intègre parfaitement dans cette approche réductionniste. Son application n'est pas limitée à un étroit domaine scientifique. Sa puissance vient de sa capacité à expliquer de façon identique les comportements de systèmes *a priori* très différents.

3.1.2 Bases de la théorie de la percolation

L'objectif de cette section est de définir les principaux concepts utilisés par la suite. Les notions qui suivent sont principalement extraites du livre de Stauffer et Aharony (1994).

Considérons un réseau de sites. La proportion de sites occupés est égale au rapport entre le nombre de sites occupés n et le nombre total de sites N . Ce rapport est appelé *probabilité d'occupation* car le réseau est habituellement rempli aléatoirement. Il est noté p avec $p = n/N$. Comme toute probabilité, p est compris entre 0 et 1. La probabilité de non-occupation est égale à $1 - p$.

Un site occupé est connecté à d'autres sites si au moins un de ses voisins est occupé. Un amas de sites est une portion du réseau dont les sites sont connectés entre eux. La taille s d'un amas est définie comme le nombre de sites le constituant. Si un site occupé est isolé, il forme un amas de taille unité.

Par définition, le réseau contient c_s amas de taille s . Le nombre de s -amas par site de réseau n_s est égal à c_s/N . La proportion de sites du réseau appartenant à un s -amas est donc $s.n_s$. Comme chaque site occupé appartient à un amas, la probabilité d'appartenir à un amas est égale à la probabilité d'occupation : $\sum_s s.n_s = p$.

La taille s définit le nombre de sites d'un amas mais ne fournit pas d'information sur sa structure, c'est-à-dire sur la distribution spatiale de ses sites. La forme d'un amas est importante si l'on considère la distance de connexion : si les sites sont groupés les uns contre les autres, la distance de connexion sera plus petite que s'ils sont distribués selon un segment. Le rayon de giration de l'amas est utilisé afin de caractériser cette propriété. Le rayon de giration est une notion provenant de la mécanique où il est défini à partir du moment d'inertie. Le rayon de giration r mesure la position relative des sites appartenant à un amas. Il est défini comme

$$r^2 = \sum_{i=1}^s \frac{|r_i - r_0|^2}{s} \quad (3.1)$$

avec r_0 le barycentre et r_i le $i^{\text{ème}}$ site de l'amas.

Chaque amas possède une taille s et un rayon de giration r . Afin de caractériser les propriétés moyennes du système, la *taille moyenne des amas* S et la *distance de connexion*¹ ξ ont été introduites :

$$S = \frac{\sum_s s^2.n_s}{\sum_s s.n_s} \quad (3.2)$$

$$\xi^2 = \frac{\sum_s r_s^2.s^2.n_s}{\sum_s s^2.n_s} \quad (3.3)$$

Si le réseau a un nombre fini de sites, des effets de bords apparaissent. Plus le réseau est étendu, plus les effets de bords sont faibles. La théorie de la percolation considère des grilles de taille infinie pour définir les propriétés des systèmes. Cela facilite la comparaison entre études puisqu'une variable de moins apparaît (la taille du système). Cela explique aussi pourquoi la probabilité d'occupation p est plus pertinente que le nombre de site occupé n .

Pour $p = 0$, aucun site n'est occupé ; il n'y a donc pas d'amas ; $S = 0$ et $\xi = 0$. Quand le nombre de sites occupés croît ($p > 0$), de petits amas commencent à apparaître. Dans un premier temps, les sites occupés sont isolés ; il n'y a que des amas de taille unité ; $S = 1$ et $\xi = 0$. Si l'on continue à ajouter des sites occupés, S et ξ augmentent. À un certain point, deux bords opposés du système sont mutuellement connectés. Ce point critique est appelé seuil de percolation p_c . Pour $p > p_c$, il existe un amas connectant deux bords (l'amas percolant) et de nombreux autres amas. Si la taille de la grille est infinie, la distance

1. aussi appelé longueur de corrélation ; son symbole mathématique se prononce [ksi].

entre les bords opposés l'est aussi. En conséquence, l'amas percolant a une taille infinie. La taille moyenne d'amas et la distance de connexion devraient alors être infinies, l'amas percolant dominant les propriétés moyennes. Afin de garder le pouvoir discriminant de S et ξ , l'amas percolant n'est en fait pas pris en compte dans les calculs. De cette façon, les équations 3.2 et 3.3 continuent à rester pertinentes pour caractériser les amas au dessus du seuil p_c . Si p ($> p_c$) continue d'augmenter, de plus en plus d'amas fusionnent avec l'amas percolant. Cette disparition cause une diminution du nombre total d'amas ainsi qu'une décroissance de S et de ξ . Pour $p = 1$, tous les sites appartiennent à l'amas infini ; S et ξ sont nuls. Les valeurs maximales de S et ξ sont en fait atteintes à $p = p_c$.

La taille moyenne des amas S et la distance de connexion ξ divergent quand on approche du seuil de percolation (à partir de $p < p_c$ comme de $p > p_c$). On peut montrer qu'elles suivent une loi en puissance à proximité de p_c :

$$S \propto |p - p_c|^{-\gamma} \quad (3.4)$$

$$\xi \propto |p - p_c|^{-\nu} \quad (3.5)$$

Les comportements en loi de puissance sont habituels à proximité du seuil. γ mesure la divergence de S à proximité de p_c et ν celle de ξ . Pour d'autres variables, d'autres exposants existent. Les valeurs de ces exposants critiques peuvent être identiques pour des systèmes différents. Cela élargit les applications potentielles de la théorie de la percolation et justifie la notion de classe d'universalité. Une *classe d'universalité* est un groupe de problèmes ayant les mêmes exposants critiques, et donc le même comportement au voisinage du seuil. Savoir que des problèmes partagent la même classe d'universalité permet d'extrapoler les conclusions de l'un à l'autre. La valeur du seuil de percolation p_c n'est pas prise en compte dans la définition d'une classe d'universalité. En fonction du type de maille (carré, triangulaire, hexagonal, etc.), un site occupé peut développer plus ou moins de connexions avec ses voisins. Pour un même problème et une même probabilité d'occupation, la valeur du seuil de percolation dépendra des propriétés du réseau alors que les exposants critiques resteront constants.

Jusqu'à présent, nous avons surtout considéré des réseaux de taille infinie. Si le développement des connexions est simulé (numériquement par exemple), la taille du système est nécessairement finie. Des effets de bords apparaissent. Une des conséquences est un décalage du seuil entre l'état connecté et l'état déconnecté. Un seuil effectif p_e est alors défini. Pour un système de taille infinie, p_c définit exactement le seuil : en dessous de p_c , le système ne percole pas, au dessus, il est connecté. Pour des systèmes de taille finie, le seuil est défini de manière statistique comme la probabilité d'être connecté. Cette probabilité suit généralement une courbe en forme de S en fonction de la probabilité d'occupation. Une réalisation particulière peut donc être connectée en dessous de p_e comme être déconnecté au dessus.

Les propriétés du système peuvent être déterminées analytiquement uniquement dans quelques cas particuliers. Le seuil de percolation et les exposants critiques doivent généralement être estimés par simulations. Ces estimations sont faites en extrapolant les mesures effectuées pour différentes tailles de système. Plus le système est grand, plus les transitions entre les états déconnectés et connectés sont abruptes et plus la valeur du seuil effectif p_e se rapproche de sa valeur nominale. On peut montrer que

$$p_e - p_c \propto \Delta \quad (3.6)$$

où Δ mesure la largeur de la courbe en S à un seuil effectif p_e donné. En représentant Δ en fonction de p_e , p_c est déterminé par l'intersection avec $\Delta = 0$ (car pour un système de taille infinie, la largeur du seuil est nulle). Une méthode similaire peut être utilisée pour déterminer les exposants critiques. Par exemple, la théorie de la percolation prédit que

$$\Delta \propto L^{-1/\nu} \quad (3.7)$$

où L est la taille du système. Représenter la largeur du seuil en fonction de L dans un diagramme bi-logarithmique permet d'estimer ν . La taille du système borne la valeur maximale de ξ . La longueur de connexion pertinente dépend de l'état du système; elle est égale à ξ lorsque le système ne percole pas et égale à L lorsque celui-ci percole.

Au cours de la précédente description, nous considérons l'exemple d'un réseau de sites à deux dimensions. Toutefois, la même approche reste valide pour un plus grand nombre de dimensions ou lorsqu'une occupation de liens est considérée. On peut aussi définir une percolation site-lien. Dans ce cas, deux probabilités d'occupation sont définies, l'une pour les sites, l'autre pour les liens.

Comme déjà noté, la théorie de la percolation est une approche générale du développement des connexions. Cette section s'est surtout attachée à décrire ce qui est habituellement nommé *percolation classique* : le remplissage des sites (ou des liens) est effectué aléatoirement sans prendre en compte l'occupation des sites (ou des liens) voisins. Pour certains problèmes, les mécanismes de connexion peuvent être différents. Dans le cas de la *percolation d'invasion*, une bordure du système est définie comme initialement connectée. C'est à partir de ce bord que les connections se développent. Un tel schéma a par exemple été utilisé pour simuler le déplacement d'un fluide dans un milieu poreux. D'autres types de percolation peuvent encore être définis, le système étudié contrôlant les règles de développement des connexions.

3.1.3 Applications à l'hydrologie

En hydrologie, la plupart des études faisant usage de la théorie de la percolation ont concerné les milieux souterrains. Cette courte revue souligne la

flexibilité disponible pour son application.

Si l'on considère une unique fracture dans un substrat rocheux, ses propriétés de transport de l'eau vont dépendre de la géométrie de l'espace entre les deux surfaces la délimitant. Il apparaît que la corrélation spatiale de l'espace entre les parois d'une faille modifie la classe d'universalité du problème (Schmittbuhl *et al.*, 1993). Les conséquences ont été discutées dans le cas de la porosimétrie à mercure appliquée à des échantillons contenant des micro-fractures.

Pour des réseaux de failles, les propriétés de transport sont contrôlées par les intersections entre failles. Un réseau de failles peut être vu comme un réseau de liens de différentes longueurs et orientations (Bour et Davy, 1997). Dépendant de l'échelle considérée, ce réseau peut apparaître connecté ou non, modifiant ainsi les propriétés de transport. Une revue des applications de la théorie de la percolation à l'hydrogéologie a été réalisée par Berkowitz et Balberg (1993).

La percolation d'invasion a été utilisée pour étudier l'infiltration dans les sols (Ewing et Gupta, 1993a,b). Dans ce cas, l'agencement des pores peut être simulé par un réseau de domaines, chaque domaine représentant un volume de sol aux propriétés homogènes. Considérant les processus actifs, des mécanismes différents étaient utilisés pour l'imbibition (connexion) et le drainage (déconnexion). Cela a permis de mettre en évidence que les propriétés hydrauliques ne dépendent pas uniquement de la distribution des tailles de pore, comme précédemment suggéré (Ewing et Gupta, 1993a). On peut noter que pour des réseaux structurés (domaines non aléatoirement répartis), le seuil de percolation est modifié même si la corrélation entre domaines n'affecte que de courtes distances (Ewing et Gupta, 1993b).

3.2 Le ruissellement : un développement de connexions

En utilisant le modèle de marcheurs précédemment détaillé, l'article qui suit illustre les possibilités de la présente approche.

Le déclenchement du ruissellement est vu comme un processus amenant à la connexion des dépressions. La connexion de l'ensemble de la surface peut être atteinte si un volume suffisant d'eau est ajouté et si celle-ci ne s'infiltre pas. L'effet de la taille du système sur le coefficient de ruissellement et sur la distance de transfert est examiné. L'utilisation de la théorie de la percolation permet sa formalisation. Cela autorise en principe des extrapolations à des systèmes de grande taille n'ayant pas fait l'objet de mesure.

Lorsque l'infiltration est prise en compte, seule une fraction de la surface contribue au ruissellement. Si elles ont de trop faibles durée et intensité, les averses ne permettent pas au flux à l'exutoire d'atteindre un état stationnaire. Toutefois, même si le flux sortant est réduit, l'eau peut arriver à franchir des distances notables à l'intérieur du système. Cela apporte un nouvel éclairage sur la dynamique interne et renforce l'intérêt de son étude.

Note : la référence « Darboux *et al.*, 1999 » correspond à l'article inclus au chapitre suivant (§ 4.2, pages 76 et suivantes).

A puddle connecting model to describe overland flow on rough surfaces

F. Darboux^(1,2) Ph. Davy⁽¹⁾ C. Gascuel-Odoux⁽²⁾

September 23, 1999

⁽¹⁾ Géosciences Rennes, UPR CNRS 4661, Campus de Beaulieu, Univ. Rennes 1,
F-35042 Rennes Cedex, France

⁽²⁾ Unité Sol-Agronomie de Rennes-Quimper, INRA, 65, rue de St-Brieuc, F-35042
Rennes Cedex, France

Darboux F.: Fax: (33) 2 99 28 60 88, email: Frederic.Darboux@univ-rennes1.fr
Davy Ph.: Fax: (33) 2 99 28 60 88, email: Philippe.Davy@univ-rennes1.fr
Gascuel-Odoux C.: Fax: (33) 2 99 28 54 30, email: cgascuel@roazhon.inra.fr

Abstract

In order to study surface roughness effects on overland flow triggering, a numerical model is used. Based on conditioned walker technique, it enables to simulate puddle connection dynamics. The use of percolation theory to formalise model outputs gives a theoretical framework for finite size effects and scale changes. New insights on transfer distance of water are underlined. This measurement enables to analyse redistribution of water inside the field independently of runoff. It helps to define rainfall sequence efficiency when infiltration occurs.

Keywords: microtopography, overland flow, connectivity, storage capacity, rainfall sequence, model

3.2.1 Introduction

Overland flow is a process depending on both space and time. Due to practical limitations, overland flow measurements are usually restricted to runoff, i. e. to the amount of water, particles, etc., flowing out of an area. Dynamics and variability inside the area are usually ignored, although several experimental studies point out spatial and temporal variations of overland flow (Mathier and Roy, 1993; Gascuel-Odoux et al., 1996; Cros-Cayot, 1996). Water transfer and associated transports do not necessarily contribute to runoff and can be limited to redistribution inside the field at different scales. These considerations are important, especially when most of rainfall events do not cause runoff.

Scale change concepts for overland flow process are rather limited. Usually, due to a lack of theoretical and experimental background, results obtained at very small scales (typically, field plots) are often applied to larger scales without testing (Mathier and Roy, 1993, 1996). Effects of scale and spatial variability in hydrology were addressed by Wood et al. (1988). They introduced the concept of Representative Elementary Area (REA) as a scale "at which spatial patterns no longer have to be considered explicitly" (Wood et al., 1990). The typical length of the REA defines the pertinent scale for distributed modelling. Therefore, if an REA can be defined, a simple phenomenological description of rainfall-runoff relationship could exist (Woods and Sivapalan, 1995; Blöschl and Sivapalan, 1995; Blöschl et al., 1995).

For these variability and scale aspects, transfer distance of water is a basic concept. When rainfall water reaches the surface, it flows up to infiltrate, to be trapped in a depression or to outflow. If transfer distance is small compared to system size, runoff is low and water redistribution occurs at local scale only. For large transfer distances, both runoff and redistribution are significant. Transfer distance of water could be usefully applied to scale change. It could enable defining the realistic assumptions for overland flow studies.

The present study focuses on the variations of the transfer distance of water, by using a numerical distributed model. Overland flow triggering was

simulated using an explicit description of roughness. The connectivity length of the water path is explicitly calculated, and its typical length is considered as a measure for water transfer distance. The main goal is to find general laws for overland flow triggering and scale change. The effects of surface roughness and infiltration on system dynamics are illustrated on simple cases.

3.2.2 A gradual depression filling model

In order to investigate puddle connection development, a numerical model was developed. This model had to be spatially distributed and able to simulate water flow on a rough surface with numerous depressions. It was kept as simple as possible in order to minimise number of parameters and algorithmic complexity.

The present model is based on conditioned-walker technique (Chase, 1992; Crave, 1995; Favis-Mortlock, 1998; Favis-Mortlock et al., 1998). This method treats displacement and trapping of successive individual water elements named as “walkers”. A walker is launched at a randomly selected location with a finite amount of water. It moves on an evolving surface grid, which is defined either by the soil surface or by the top surface of the previously deposited water. Its displacement is controlled by a maximum slope criterion considering a four-neighbour scheme. If the walker is trapped in a local minimum, it tries to fill it. If the carried amount of water is lower than the volume of the local minimum, the walker deposits all its water and disappears. If the amount of water is greater than the volume of the local minimum, the walker fills it and continues to move with the remaining water using the same maximum slope criterion. In such a way, successive walkers gradually fill the depressions.

A procedure was implemented for water infiltration. Infiltration was treated periodically and each infiltration step was followed by a succession of walker launches. The number of walkers between each infiltration step was arbitrarily fixed to the number of grid points. A maximum amount of water was allowed infiltrating at each grid point. The three following cases are considered depending on the local amount of water:

- If no water is stored, no water infiltrates.
- If the amount is lower than or equal to maximum infiltration volume, all the water is removed.
- If the water volume is greater than the maximum water amount allowed to infiltrate, this maximum amount is removed.

In this way, infiltration takes place in depressions only. This is justified for a surface with numerous depressions: if water cannot flow up to a depression

(due to a high infiltration rate), overland flow is very limited and runoff cannot occur.

In the following simulations, roughness was a Gaussian white noise and no general slope was added. Three boundaries of the system were closed, water being allowed to run off from the last boundary only. At fixed intervals, four measurements were computed:

- *Rain*: water volume added.
- *Runoff*: water volume reaching the free boundary.
- *Infiltration*: volume infiltrated. The sum of runoff and infiltration volumes is different from the total amount of added water, since part of water is stored in depressions.
- *Connectivity length*: the runoff characterises system properties at the outflow boundary. Connectivity length is introduced in order to measure the evolution of internal properties. It is a measure of the size of drained areas not connected to the outflow boundary. This concept refers to classical percolation theory (see below).

3.2.3 Connectivity development

3.2.3.1 Runoff triggering mechanism from depression connectivity

Whereas main concern is usually focused on the runoff flux, dynamics of areas non-contributing to runoff is rarely addressed. The present study examines dynamics of such drained areas during overland flow generation. A conceptual scheme of overland flow generation based on a connection process is used. Depressions are the connection elements. Such approach was first considered by Sneddon and Chapman (1989).

Each depression has a drainage area that collects rainfall water and ensures its filling. Two parameters control depression outflow: its volume and its drained area. The drained area increases if another depression gets filled and connects to it. In that way, the ratio between drainage area (the amount of collected water) and depression volume (the water amount that can be stored) increases. This fastens depression filling and its connection to another one. In consequence, connection development between depressions tends to enhance itself. Such a description is consistent with a non-linear process as usually referred for overland flow generation.

For simplicity, let first consider overland flow generation without infiltration and with a constant rainfall (Figures 3.3, 3.5 and 3.7). With these conditions, water runs off or is stored in depressions. When rainfall just begins, drainage areas are limited to the small areas surrounding the depressions, and the area connected to the outflow boundary is quite small (Figure 3.3(a)). Transfers

inside and outside the system are limited, runoff and connectivity length are small. When some depressions become filled and outflow, drained areas join together (Figures 3.3(b) and 3.3(c)). Their number decreases and their mean size increases, increasing connectivity length. Some drained areas join the one contributing to the runoff, causing an increase in runoff. In stage (d), most of the system is connected to the outflow boundary and contributes to runoff, connectivity length decreases. Number and size of remaining unconnected areas decrease up to their complete disappearance (Figure 3.3(e)). At this stage, all the depressions are filled and connected to the runoff boundary. Because none unconnected area persists, connectivity length becomes zero.

The evolution of the drained area distribution with added water is consistent with this scheme (Figure 3.4). During all this history, depressions always tend to be more and more connected. Then, the total number of drained areas unconnected to the outflow boundary continuously decreases. In a first stage, their size range increases up to reach a maximum width. Large unconnected drained areas exist. At this point, development of connections to the outflow boundary becomes more likely than connections between unconnected drained areas. The range of drained area size decreases.

Evolution of runoff coefficient displays a sharp threshold at the point added water volume is equal to storage capacity (Figure 3.5). Standard deviations reach a maximum at the threshold. It is the point at which system is the most unstable and evolves from a system mostly unconnected to a system mostly connected to the outflow boundary. One can note the drained area size distribution was the broadest at the threshold. The evolution depicted in Figure 3.3 is thus non-linear. When the total added amount of water is close to the storage capacity, a small additional volume fills numerous depressions and then connects large areas.

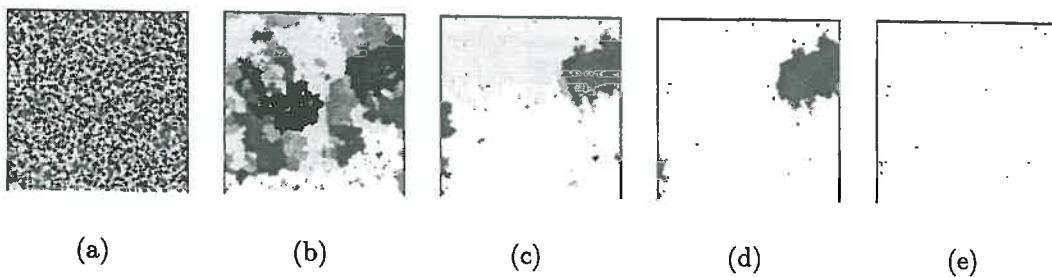


Figure 3.3: Evolution of drained areas during overland flow triggering without infiltration.

The closed boundaries are in black. The drained area contributing to runoff is in white. Unconnected drained areas are distinguished using grey levels.

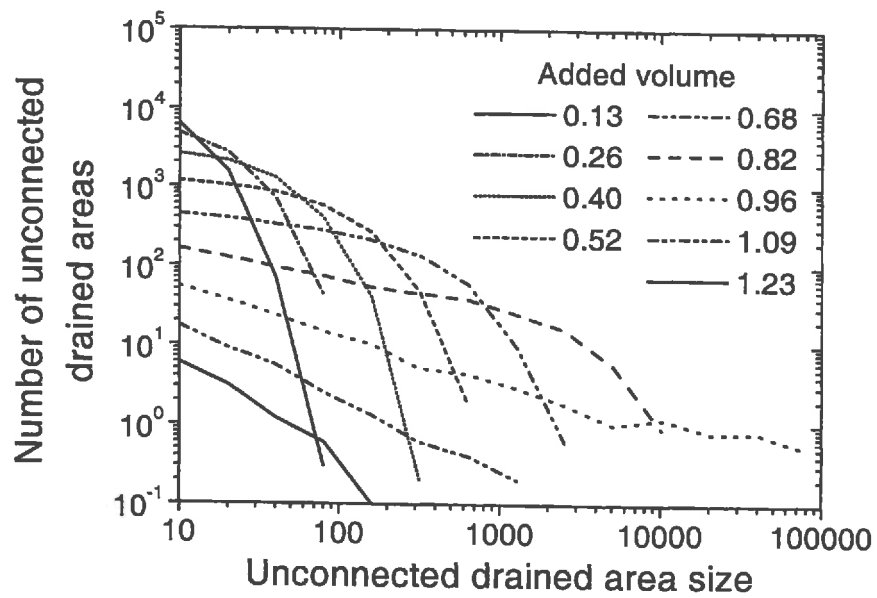


Figure 3.4: Distribution of unconnected drained area size for different added water normalised to storage capacity. Means calculated for ten realisations.

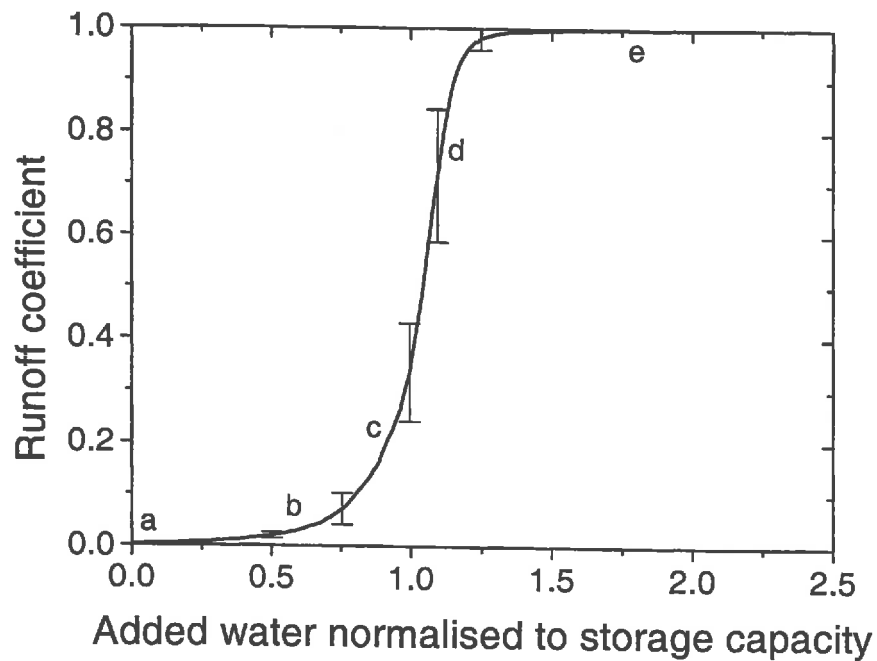


Figure 3.5: Evolution of runoff coefficient.

3.2.3.2 Effects of system size on runoff characteristics

Roughness characteristics and slope effects will be analysed in a later paper (Darboux et al., 1999). The present study focuses on overland flow dynamics and associated scale effects. In order to analyse effects of system size on overland flow generation, the previous model is used without infiltration. The considered system widths ranged between 8 and 512 grid points. For each case, the mean behaviour was computed using 500 to 50 simulations. In order to compare connection development, the added water was normalised to the storage capacity.

Evolutions of runoff coefficient vary with system size (Figure 3.6). With the normalisation to storage capacity, the threshold effect is more pronounced for large systems than for small ones. This is a classical behaviour in percolating systems. The runoff flux below the threshold is due to small drained areas connected to the outflow boundary. In percentage, these areas represent a larger part of small systems than of large ones. Because no infiltration is allowed, final values of runoff coefficient are always equal to one. The evolution of runoff coefficient follows an S-shape curve. It means that the area connected to runoff boundary does not evolve linearly. A threshold is located near the storage capacity. The sharpness of this threshold increases with system size.

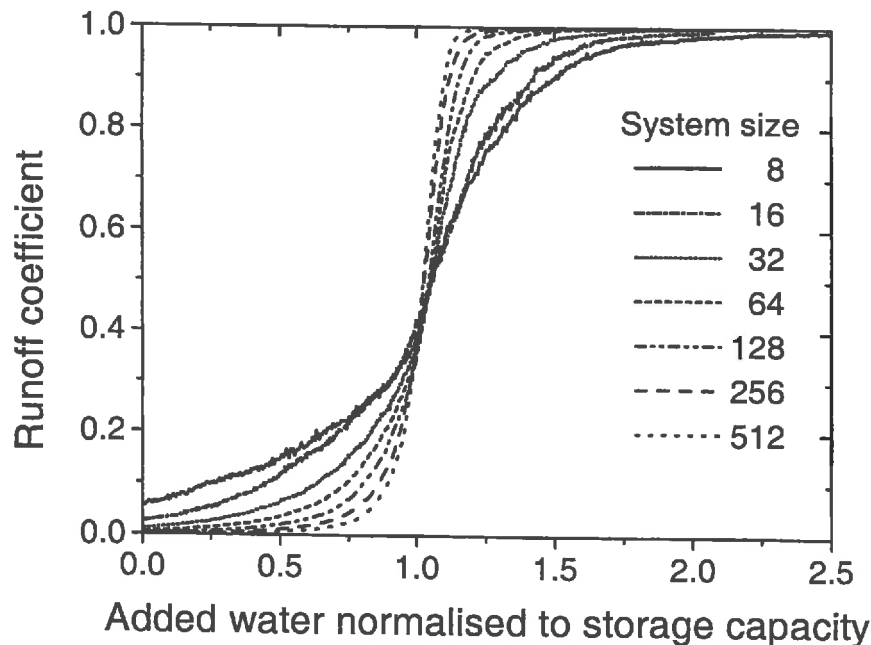


Figure 3.6: Runoff coefficient evolution depending on system size.

3.2.3.3 Percolation theory and applicability to overland flow

Depression storage studies usually intend to relate indexes of roughness with storage capacity (Gayle and Skaggs, 1978; Ullah and Dickinson, 1979; Huang and Bradford, 1990; Brough and Jarret, 1992; Edwards et al., 1994). Effects of water detention are basically considered as a static parameter. Nevertheless, some studies enlightened that roughness affects both stored volume and overland flow triggering (Mitchell and Jones, 1976; Onstad, 1984; Sneddon and Chapman, 1989). The depression connecting model underlines that storage effects are dynamics and responsible for the occurrence of a threshold in runoff evolution with added water. Existence of such a threshold using the proposed connecting scheme is an encouraging observation in order to apply percolation theory.

Since depression connectivity development can be considered as a driving mechanism of overland flow triggering, we propose to interpret overland flow in the general theoretical framework of percolation theory. Percolation theory has already achieved success in scale changes when finite size effects occur. Percolation theory has yield results in a wide range of fields of science, including hydrogeology (Berkowitz and Balberg, 1993; Schmittbuhl et al., 1993; Bour and Davy, 1997) and soil science (Ewing and Gupta, 1993a,b). It potentially offers new insights into heterogeneity and scale change issues.

For overland flow, system properties are characterised for a defined amount of added water. In the present application, the added volume is normalised to the surface storage capacity and is noted p . This is equivalent to express added amount as a height of water, as usually done in hydrology. Nevertheless, it appears more relevant because storage capacity appears equal to the percolation threshold p_c .

Connectivity length ξ is introduced in order to characterise connection mean properties for the whole system. It is defined from the distribution of cluster sizes:

$$\xi^2 = \frac{\sum_s r_s^2 \cdot s^2 \cdot n_s}{\sum_s s^2 \cdot n_s} \quad (3.8)$$

where s is the cluster size, r_s the gyration radius and n_s the number of s -cluster per lattice site (Stauffer and Aharony, 1994). The percolating cluster, spanning over the system, is not considered in this formula. In the present study, it is identified to the surface connected to the outflow boundary. Due to the s to the square in Equation 3.8, calculation of ξ favoured the largest clusters which are the most significant for connectivity. Considering the depression connection mechanism previously defined, connectivity length evolves as a bell-shape curves with a maximum when the added volume is equal to storage capacity. This is the usual behaviour of connectivity length for finite-size system.

For infinite system, connectivity length diverges at the threshold. Close to

the percolation threshold, it is expected that ξ evolves as:

$$\xi \propto |p - p_c|^{-\nu} \quad (3.9)$$

where $|p - p_c|$ is the distance to the threshold p_c .

Percolation theory predicts the evolution of threshold width depending on system size:

$$\Delta \propto L^{-1/\nu} \quad (3.10)$$

where Δ is the width of the threshold, L is the system size and ν is a characteristic exponent.

In the present study, threshold width was measured on runoff coefficient curves. The threshold width is defined as the added volume needed to allow runoff coefficient to evolve from 0.25 to 0.75. In order to estimate ν , the width Δ is plotted versus the size L in a log-log scale diagram (Figure 3.8). Even with the small number of simulations used in order to perform such estimation, a good fit is found. With a slope equal to -0.4004, ν is estimated to 2.498.

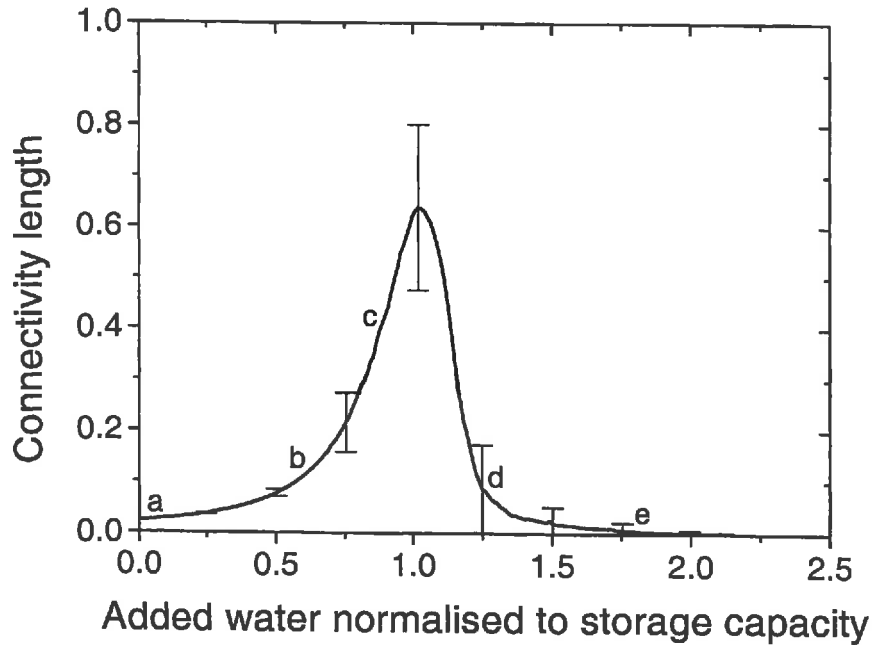


Figure 3.7: Evolution of connectivity length.

The threshold due to depression storage is system-size dependent. A power-law relationship is found between threshold width and system size. The runoff coefficient value depends on system size and distance to the threshold. Having measured the ν exponent, it is possible to upscale to higher system sizes. Using Equation 3.10 and redefining Δ as the distance to the threshold, the following relationship is pointed out:

$$R(L) = f\left(\frac{p - p_c}{L^{-1/\nu}}\right) \quad (3.11)$$

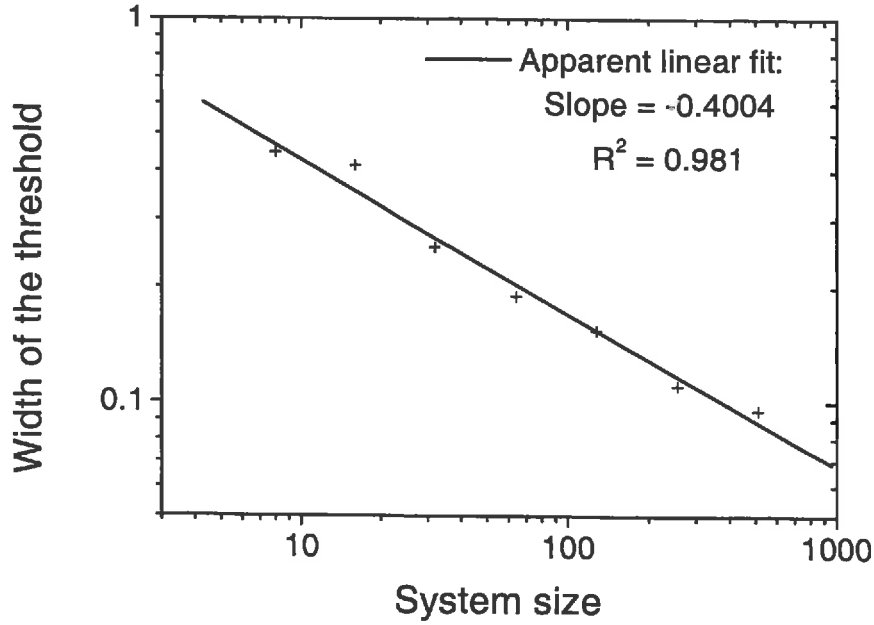


Figure 3.8: Evolution of threshold width with system size.

where $(p - p_c)$ is the distance to the threshold, L the system size. Application of this equation is shown in Figure 3.9, where the curves of Figure 3.6 are upscaled to the largest studied system. Overlaps are reasonably good, even for the smallest system size.

The ν exponent of the size-width relationship is found close to 2.5. Quality of linear fit and curve overlaps suggest ν estimation is reasonably accurate. Percolation theory predicts a ν -value equal to $4/3$ for two dimension systems (Stauffer and Aharony, 1994, p. 52). This discrepancy with usual exponent value could be due to special features of overland flow.

In fact, the present scheme of overland flow generation departs from usual percolation models. In classical percolation, each site is identified as occupied or empty: the occupation probability is exactly equivalent to a number of occupied sites. Moreover, threshold occurrence is due to the development of a cluster able to connect two opposite boundaries. For overland flow, occupation probability is not clearly defined because a rough surface with depressions is not equivalent to a grid of sites. The mechanism of connection development is different too: when water is added at one particular point, it moves on the drained area following a preferential path. Such characteristic is missing in classic percolation. Finally, triggering of overland flow does not depend on connections between opposite boundaries but on connections to one boundary only. All these differences could explain the discrepancy between overland flow triggering and usual percolation. Nevertheless, the present study shows that percolation concepts apply to overland flow. If the ν value is confirmed, it will

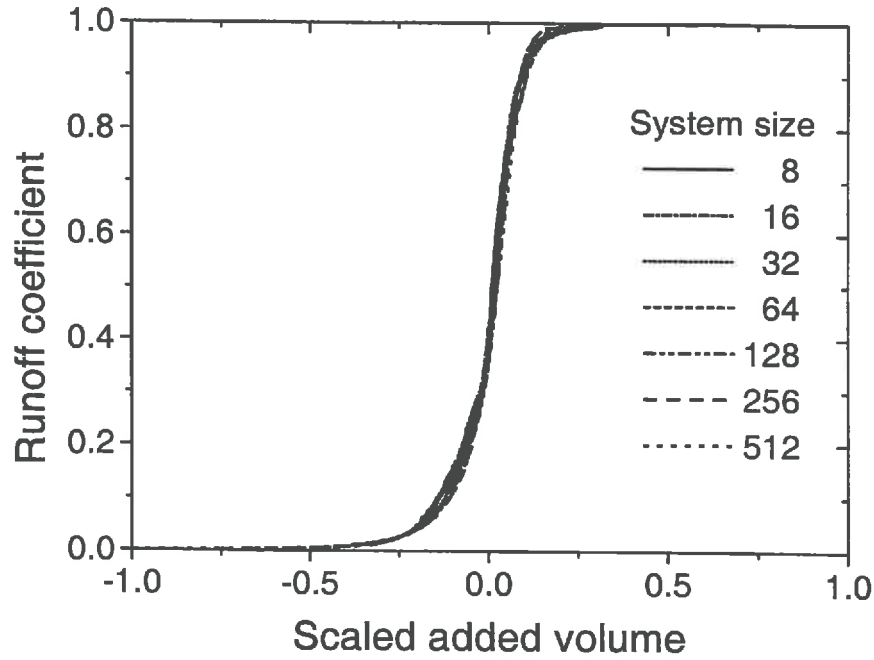


Figure 3.9: Upscaling of runoff coefficients using Equation 3.11.

mean that threshold effects for overland flow is less pronounced than in usual percolation.

The ν exponent could be used in models in order to take into account storage effects on overland flow generation dynamics depending on system size. This dynamic effect is usually ignored by current physically-based models of overland flow generation. To our knowledge, only LISEM includes it in a simplified way (Cremers et al., 1996). The present approach could improve such overland flow modelling.

3.2.4 Effects of infiltration

In the previous simulations, water was stored in depressions or flowed out via the free boundary. Now, we analyse effect of infiltration process on overland flow generation. A square grid with 128×128 cells is used. In each case, results are the mean of one hundred simulations.

3.2.4.1 One long-duration rainfall

We first consider the case of one long-duration rainfall (Figure 3.10). During this rainfall, each variable reaches a plateau. When steady state is reached, water flux is distributed into 40% of runoff and 60% of infiltration. At steady state, system configuration is similar to the one shown in Figure 3.3(c).

Connectivity length reaches a high value. Part of the surface will never contribute to runoff. More than 70% of the system length could be travelled through by water without outflowing.

When water add is stopped, runoff abruptly drops to zero and infiltration flux decreases. Simultaneously, connectivity length becomes smaller and smaller, up to recover its initial value. A time duration for initial state recover is pointed out. In the present case, it is equal to twice the duration needed to reach steady state. This value depends on the maximal infiltration flux allowed and on the surface morphology, which controls surface area of depressions.

During rainfall, total puddle area and stored volume increase (Figure 3.11). When only infiltration occurs, both decrease up to zero. The point between increasing and decreasing path represents the runoff coefficient plateau previously underlined. Both paths are clearly different. Contrarily to filling, drainage of depressions does not depend on drainage areas but mainly on de-

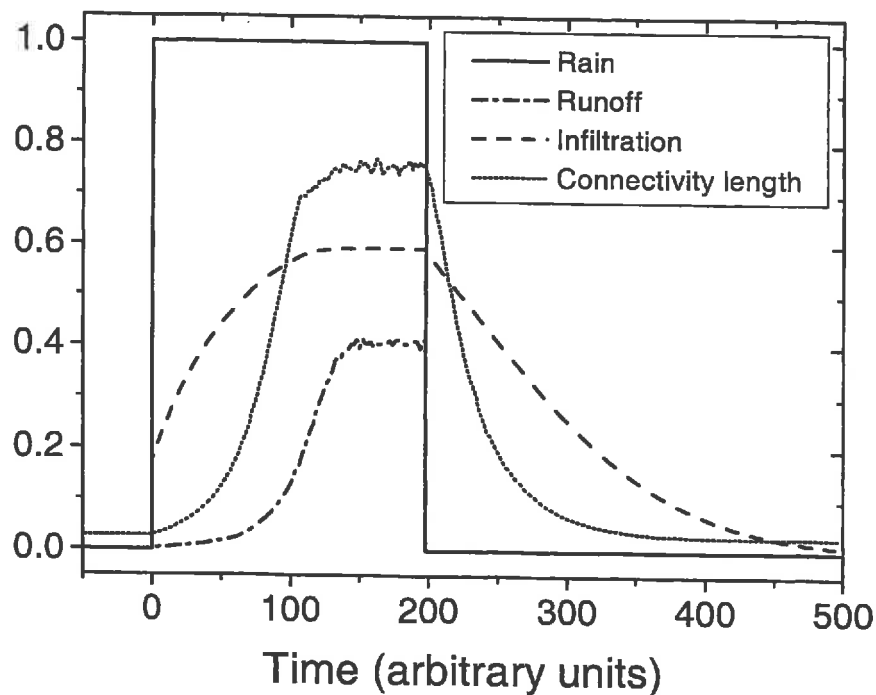


Figure 3.10: Overland flow triggering with infiltration.

3.2.4.2 Successive short-duration rainfalls

The previous result points out that infiltration causes a delay before system recovers its initial state. Because one long-duration rainfall was considered, only infiltration was responsible of this behaviour. In order to address effects

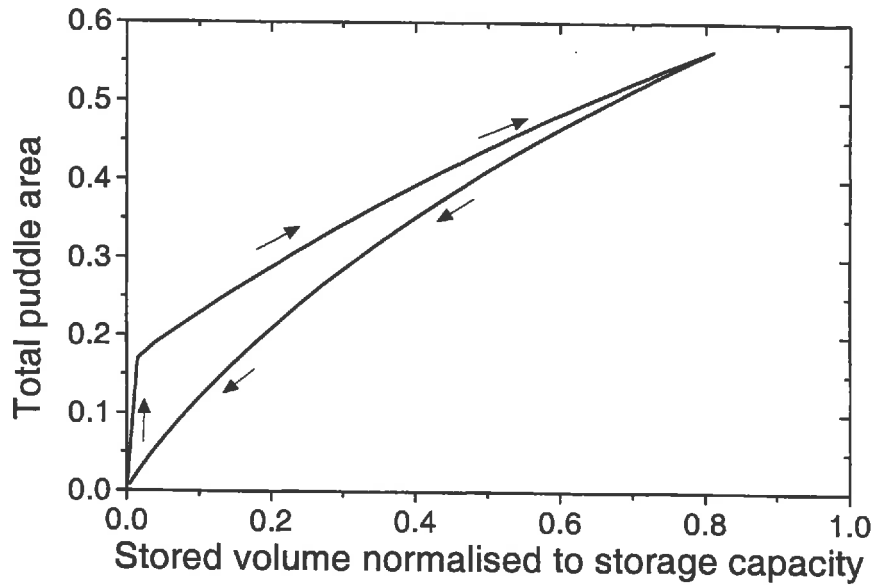


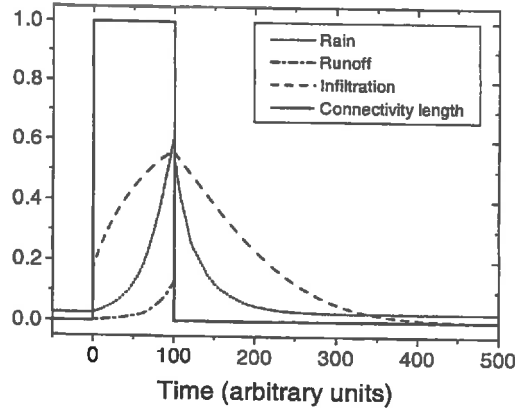
Figure 3.11: Evolution of puddle area with stored volume for a rainfall event reaching steady state.

of rainfall intensity changes on overland flow dynamics, simplified scenarios are now examined.

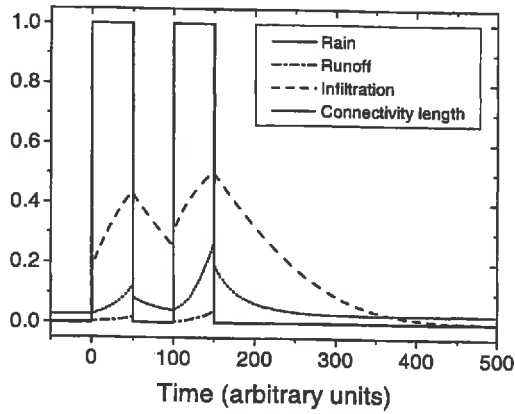
If the rainfall considered in Figure 3.10 has only half its duration, steady state is not achieved anymore (Figure 3.12(a)). Infiltration, runoff and connectivity length are identical to the previous case up to water add is stopped. Runoff maximal value remains small while connectivity length reach 60% of system size. It means that short events, which do not generate high runoff rates, could cause noticeable water and material redistribution inside the field. After rainfall, infiltration and connectivity length decrease. While runoff dynamics abruptly stops with rainfall, connectivity length continues to evolve. Because rainfall was stopped a short time before plateau occurrence, time to recover initial state conditions is similar to the previous case (Figure 3.10).

If previous rainfall is split into two or more events, but with the same rainfall intensity and total water amount, runoff and connectivity length reach smaller values (Figures 3.12(b) and 3.12(c)). During the lag-time between two events, runoff stops and connectivity length decreases. If its duration was long enough, initial state would have been recovered and the next event would have had exactly the same effects. In both examined cases, lag-time duration is short enough to preserve part of system connections. Effects of subsequent events are always stronger than the previous ones because they start with partly filled and connected depressions. Using this mechanism, a short event could have important consequences even if it would not have caused noticeable runoff and connectivity length changes by itself. It will be particularly noticeable if this

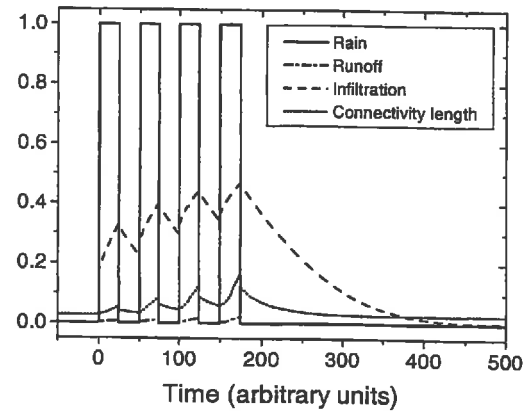
event allows to the system to step over the threshold previously underlined.



(a)



(b)



(c)

Figure 3.12: Overland flow triggering with infiltration and several rainfall events.

In the three cases, total water amount and rainfall intensity are identical. Only their temporal distribution is modified.

3.2.5 Interest of connectivity length as a measurement of water transfer distance

Usual approaches of overland flow only consider runoff fluxes. Nevertheless, overland flow takes place in areas non-connected to the runoff boundary too. The surface of a drained area defines the amount of water contributing to depression filling and then to connection development. The shape of this drained

area defines the origin of water. The transfer distance of water is controlled by the combination of these two parameters. Connectivity length takes into account both size and shape. Then, it is thought as a relevant measurement of transfer distance of water inside the system.

Connectivity length defines the distance that water can travel through, i. e. the characteristic scale of overland flow in areas non-contributing to runoff. The usual definition in percolation theory tends to maximise transfer distance value (see Equation 3.8). In the considered evolution scheme, water can flow up to the unfilled depression associated with the non-connected drained area. When a water drop hits the surface of this drained area, its flow distance depends on its initial location. Obviously, this distance is zero if the drop falls into the unfilled depression directly. In consequence, connectivity length defines the *maximum* transfer distance of water. If soil is permeable, each molecule of water has a probability to infiltrate before to reach the unfilled depression. Hence, the drained area size, as measured by connectivity length, is in fact the maximum transfer distance reachable if water remains on the surface. This means connectivity length is a *potential* maximum transfer distance for water in unconnected areas.

Transfers inside the system are rarely addressed while they control water, particle and solute redistribution. Transfer distance, estimated by the connectivity length, is a relevant measurement for areas non-connected to runoff boundary. This variable is able to catch internal system dynamics, reducing its apparent complexity. Even if runoff is very low, significant distances can be travelled through. Simulations show transfer distance is more sensitive than runoff. Moreover, this variable remains relevant during no-runoff periods. Even if no runoff is observed, redistribution could modify system properties and then future system response. Transfer distance helps to explain discrepancies among apparently similar conditions. Even if it remains difficult to measure on the field, transfer distance and associated concepts may be used in order to avoid misconceptions in result interpretations, especially when successive rainfalls occur.

Rainfall duration constrains the maximal connectivity state the system reaches while lag-time controls the disconnection. Effects of these two dynamics are opposite. Moreover, disconnection phase is completely controlled by infiltration mode while for the connection development, both rainfall and infiltration acts. These interactions remain to be explored.

If lag-time duration between rainfalls is long enough, system can recover its initial state. Otherwise, the next rainfall begins with a partly-connected system. If several rainfalls occur, their combined effect may result in a high runoff rate while each event, considered independently, could not have had such consequences. Rainfall sequence study underlines the problem in accessing the efficiency of a rainfall. Efficiency can be defined as rainfall ability to reach the threshold between the mainly unconnected state and the mainly connected

one. If rainfall intensity and duration are large enough, a connected state is reached, which depends on infiltration rate. In such a case, rainfall will be efficient whatever past history. Nevertheless, numerous rainfalls do not allow causing important runoff by themselves. Considering the rainfall history is then necessary. The length of the history needing to be considered depends on the initial state recover duration. This is the duration allowing treating successive rainfalls as independent. In order to be significant for overland flow process, rainfall intensity measurements have to be performed using a suitable temporal resolution. Time duration between successive measurements has to be smaller than the time needed to the system to recover the unconnected state.

Evolution of puddle area versus stored volume enlightens the lag-time duration effect (Figure 3.13). Puddle area during the filling period depends of the stored volume at the moment rainfall is reapplied. Similar relationship is achieved after a supplementary stored volume. It is a hysteresis phenomenon.

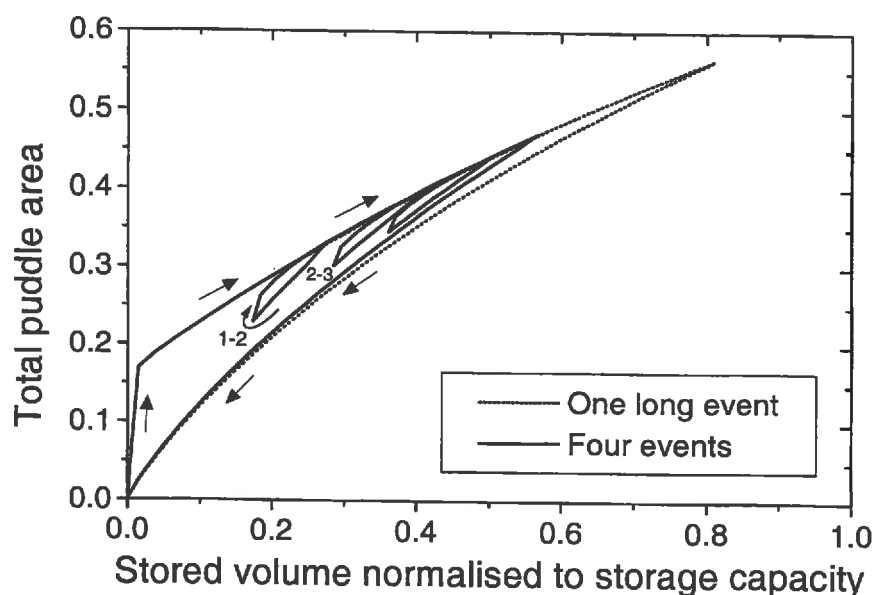


Figure 3.13: Evolution of puddle area with stored volume.

The path of the four successive rainfall event is included in the surface defined by the long rainfall duration event.

Even if the model in use was over-simplified compared with natural systems, a varied dynamics of overland flow generation in relation with roughness was enlightened. Some time after rainfall stops, initial conditions are recovered because no modification in soil surface conditions was implemented. The system was reversible. In natural cases, erosion and sedimentation processes cause irreversible modifications of surface roughness and soil wetness modifies infiltration dynamics. Using a more complex model, the irreversible behaviour

of overland flow generation could be addressed.

3.2.6 Conclusions

Using a suitable scheme for overland flow generation, percolation theory enables a spatial and temporal characterisation of this process. Scale change, a typical concern of percolation approach, is probably the most challenging aspect. Simulations of overland flow generation display a sharp threshold consistent with previous percolation theory applications. It is an encouraging point for future developments even if overland flow triggering mechanisms depart from usual percolation. As already done in other fields of science, percolation theory could supply fundamental bases for scale change laws in surface hydrology. Even if the present work is mainly concerned with roughness effects, others processes could benefit of similar development.

The use of connectivity length as an estimate for transfer distance is relevant and fruitful. Transfer distance of water catches general behaviour of areas non-contributing to runoff. Contrarily to runoff coefficient, this variable remains relevant during no-rainfall periods. It enables to characterise redistribution inside the field and to discuss measurement requirements in order to predict rainfall efficiency.

Bibliography

- Berkowitz, B. and Balberg, I. (1993). Percolation theory and its application to groundwater hydrology. *Water Resources Research*, 29(4):775–794.
- Blöschl, G., Grayson, R. B., and Sivapalan, M. (1995). On the Representative Elementary Area (REA) concept and its utility for distributed rainfall-runoff modelling. *Hydrological Processes*, 9:313–330.
- Blöschl, G. and Sivapalan, M. (1995). Scale issues in hydrological modelling: a review. *Hydrological Processes*, 9:251–290.
- Bour, O. and Davy, Ph. (1997). Connectivity of random fault networks following a power law fault length distribution. *Water Resources Research*, 33(7):1567–1583.
- Brough, D. L. and Jarret, A. R. (1992). Simple technique for approximating surface storage of slit-tilled fields. *Transactions of the ASAE*, 35(3):885–890.
- Chase, C. G. (1992). Fluvial landsculpting and the fractal dimension of topography. *Geomorphology*, 5:39–57.
- Crave, A. (1995). *Quantification de l'organisation des réseaux hydrographiques*. PhD thesis, Université de Rennes I, Rennes, France.
- Cremers, N. H. D. T., van Dijk, P. M., De Roo, A. P. J., and Verzandvoort, M. A. (1996). Spatial and temporal variability of soil surface roughness and the application in hydrological and soil erosion modelling. *Hydrological Processes*, 10(8):1035–1047.
- Cros-Cayot, S. (1996). *Distribution spatiale des transferts de surface à l'échelle du versant. Contexte armoricain*. PhD thesis, École nationale supérieure agronomique de Rennes, Rennes, France.
- Darboux, F., Gascuel-Oudou, C., and Davy, Ph. (1999). Roughness effects on overland flow generation. In preparation.
- Edwards, G. M., Taylor, N. C., and Godwin, R. J. (1994). The influence of soil surface configuration on depression storage, runoff and soil loss. In Rickson, R. J., editor, *Conserving soil resources: European perspectives*, chapter 35, pages 387–397. CAB International, Wallingford, Oxon, United Kingdom.
- Ewing, R. P. and Gupta, S. C. (1993a). Modeling percolation properties of random media using a domain network. *Water Resources Research*, 29(9):3169–3178.
- Ewing, R. P. and Gupta, S. C. (1993b). Percolation and permeability in partially structured networks. *Water Resources Research*, 29(9):3179–3188.

Article en préparation

- Favis-Mortlock, D. (1998). A self-organizing dynamic systems approach to the simulation of rill initiation and development on hillslopes. *Computers & Geosciences*, 24(4):353–372.
- Favis-Mortlock, D., Boardman, J., Parsons, A., and Lascelles, B. (1998). Emergence and erosion: a model for rill initiation and development. In Abrahart, R. J., editor, *Proceedings of the Third International Conference on GeoComputation*, University of Bristol, Bristol, UK.
- Gascuel-Oudou, C., Cros-Cayot, S., and Durand, P. (1996). Spatial variations of sheet flow and sediment transport on an agricultural field. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21:843–851.
- Gayle, G. A. and Skaggs, R. W. (1978). Surface storage on bedded cultivated lands. *Transactions of the ASAE*, 21(1):101–104, 109.
- Huang, C. and Bradford, J. M. (1990). Depressional storage for Markovian-Gaussian surfaces. *Water Resources Research*, 26(9):2235–2242.
- Mathier, L. and Roy, A. G. (1993). Temporal and spatial variations of runoff and rainwash erosion on an agricultural field. *Hydrological Processes*, 7:1–18.
- Mathier, L. and Roy, A. G. (1996). A study on the effect of spatial scale on the parameters of a sediment transport equation for sheetwash. *Catena*, 26:161–169.
- Mitchell, J. K. and Jones, Jr., B. A. (1976). Micro-relief surface depression storage: analysis of models to describe the depth-storage function. *Water Resources Bulletin*, 12(6):1205–1222.
- Onstad, C. A. (1984). Depressional storage on tilled soil surfaces. *Transactions of the ASAE*, 27(3):729–732.
- Schmittbuhl, J., Vilotte, J.-P., and Roux, S. (1993). Percolation through self-affine surfaces. *Journal of Physics A: Math. Gen.*, 26:6115–6133.
- Sneddon, J. and Chapman, T. G. (1989). Measurement and analysis of depression storage on a hillslope. *Hydrological Processes*, 3:1–13.
- Stauffer, D. and Aharony, A. (1994). *Introduction to percolation theory*. Taylor & Francis, London, revised second edition.
- Ullah, W. and Dickinson, W. T. (1979). Quantitative description of depression storage using a digital surface model. *Journal of Hydrology*, 42:63–75.
- Wood, E. F., Sivapalan, M., and Beven, K. (1990). Similarity and scale in catchment storm response. *Reviews of Geophysics*, 28(1):1–18.

Wood, E. F., Sivapalan, M., Beven, K., and Band, L. (1988). Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modeling. *Journal of Hydrology*, 102:29–47.

Woods, R. and Sivapalan, M. (1995). Investigating the representative elementary area concept: an approach based on field data. *Hydrological Processes*, 9:291–312.

3.3 Développement de connexions et infiltration : compléments

3.3.1 Effets de la capacité d'infiltration

L'importance de l'infiltrabilité de la surface par rapport à l'intensité des pluies va contrôler le ruissellement. Ce sera une variable pertinente pour comprendre le comportement du système. Afin d'étudier l'effet de cette capacité d'infiltration, nous allons la normaliser à la quantité d'eau ajoutée. Cela revient à définir le rapport entre la hauteur maximale infiltrable et la hauteur des marcheurs. Nous l'appellerons « rapport infiltrabilité-pluie ». En faisant varier ce rapport infiltrabilité-pluie, on modifie la répartition des flux. Nous allons maintenant examiner les contrastes de comportement que cela induit sur les dynamiques interne et externe (fig. 3.14). Le cas sans infiltration est pris comme référence (rapport infiltrabilité-pluie égal à zéro).

Le plateau du coefficient de ruissellement décroît avec l'augmentation du rapport infiltrabilité-pluie (fig. 3.14(a)). La décroissance observée est linéaire (fig. 3.15(a)). Si l'on extrapole la droite, on trouve un ruissellement nul au-delà du rapport infiltrabilité-pluie égal à 1,7. Deux observations relatives au modèle doivent être faites. Premièrement, pour un rapport égal à 2,0 on observe un faible ruissellement. Ceci est dû au fait que les marcheurs lancés à proximité immédiate du bord libre ne peuvent pas s'infiltrer car ils sortent du système sans rencontrer de dépressions. Deuxièmement, on s'attendrait à trouver un ruissellement nul pour des rapports infiltrabilité-pluie supérieur à l'unité. On doit tenir compte ici du fait que l'infiltration ne s'effectue que sur une portion de la surface. Le rapport infiltrabilité-pluie devrait probablement être mis à l'échelle en fonction de la surface réellement infiltrante. Il ne faut donc pas tenir compte des valeurs absolues du rapport, mais réfléchir sur des valeurs relatives.

Le plateau du coefficient de ruissellement est atteint pour des volumes ajoutés de plus en plus importants lorsque le rapport infiltrabilité-pluie augmente. Le décalage du seuil n'est pas linéairement proportionnel à l'infiltration potentielle (fig. 3.15(b)). En présence d'infiltration, et contrairement au cas de référence, la capacité de stockage (volume ajouté normalisé égal à l'unité) n'est plus un bon marqueur du seuil de déclenchement.

Le coefficient d'infiltration augmente toujours avec le volume ajouté jusqu'à atteindre une valeur stable (fig. 3.14(b)). Tout comme pour le coefficient de ruissellement, l'apparition du plateau est retardée lorsque le rapport infiltrabilité-pluie augmente.

Le comportement le plus intéressant est probablement celui de la distance

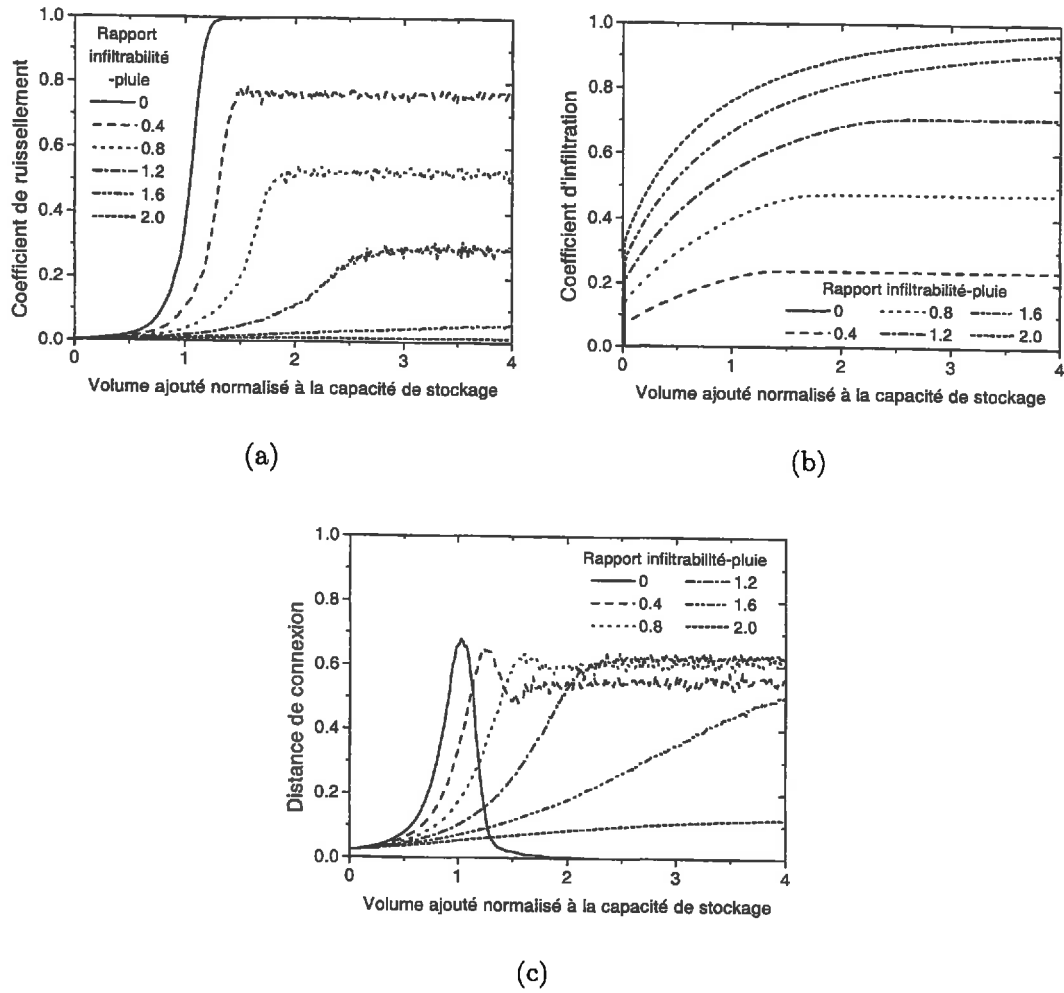


FIG. 3.14 – Influence de la capacité d'infiltration maximale sur les transferts d'eau.

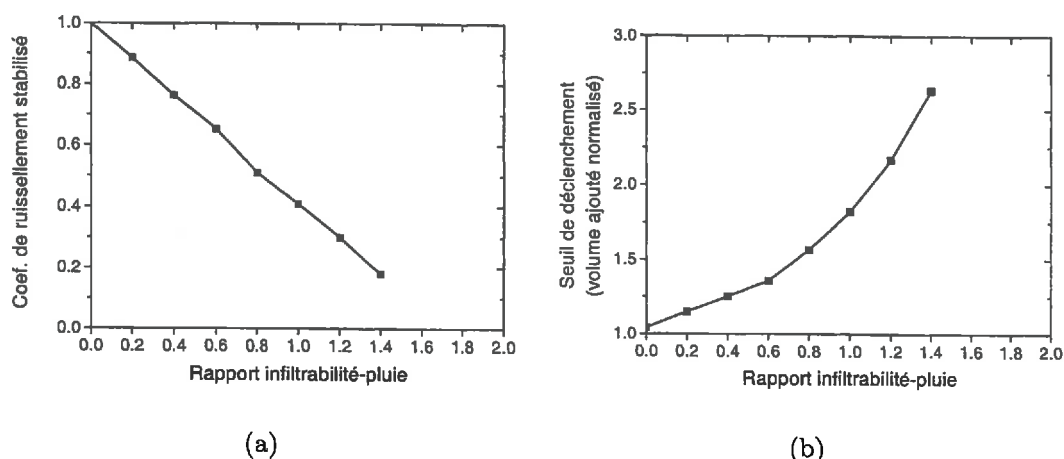


FIG. 3.15 – Influence de la capacité d'infiltration maximale sur le coefficient de ruissellement stabilisé et sur la position du seuil de déclenchement.

de connexion (fig. 3.14(c)). Dans le cas sans infiltration (rapport nul), la courbe en cloche est bien distincte. Pour de faibles rapports infiltrabilité-pluie (valeurs autour de 0,4), la partie ascendante est moins abrupte, marquant le décalage du seuil de déclenchement. On observe ensuite une décroissance de la distance de connexion suivie d'une stabilisation à une valeur de l'ordre de 0,5. La décroissance est attribuée à la connexion des plus grandes aires drainées au bord libre. La stabilisation à des valeurs importantes signifie que, toutefois, de nombreuses autres aires drainées persistent. Ces dernières permettent à l'eau de traverser une fraction importante du système sans pour autant contribuer au ruissellement à l'exutoire.

Pour des rapports infiltrabilité-pluie supérieurs à 0,4, le décalage d'apparition du plateau est plus important et la décroissance de la distance de connexion n'est plus observée. Excepté pour des capacités d'infiltration très fortes (supérieures à 1,6), le système parvient toujours à se connecter, en interne, sur des distances notables. On remarquera aussi le contraste entre coefficient de ruissellement et distance de connexion pour le rapport infiltrabilité-pluie égal à 1,6. Un faible coefficient de ruissellement ne signifie pas forcément une faible distance de connexion.

On retiendra en particulier que :

- en ralentissant le remplissage des dépressions (voire en l'empêchant), l'infiltration retarde l'apparition du ruissellement. La capacité de stockage ne peut alors plus servir de marqueur du seuil ;
- des transferts internes sur de fortes distances peuvent exister même si le ruissellement à l'aval est limité.

3.3.2 Effets de la taille du système à capacité d'infiltration fixe

Nous avons précédemment vu que la taille du système affectait la dynamique du ruissellement. Cependant, le processus d'infiltration était alors absent. Il s'agit maintenant d'envisager l'effet de la taille du système en présence d'infiltration.

Ce problème de taille du système a déjà été abordé par des mesures sur le terrain. Gallien *et al.* (1995) ont comparé le ruissellement à l'aval de placettes expérimentales de tailles différentes : en moyenne, les placettes de 500 mètres carrés ruissellent près de trois fois moins que celles de 20 mètres carrés. Cette différence est expliquée par une meilleure prise en compte de l'hétérogénéité globale lorsque l'on considère une plus grande surface (p. 182) :

« On intègre une grande variabilité du microrelief (volume des dépressions), des pentes locales, de la répartition des fentes de retrait ou des gros pores. Ces facteurs influencent l'infiltrabilité du sol, la capacité de stockage de l'eau de pluie en surface et les possibilités de généralisation des écoulements. »

Un essai de synthèse de l'effet de la taille du système sur le ruissellement a été effectué par Mathier et Roy (1996). Il apparaît que les débits n'augmentent pas forcément avec la taille. Tout comme dans Gallien *et al.* (1995), ceci est expliqué par une hausse de la complexité du système avec l'échelle (p. 165) :

« The authors have explained the limited spatial extent of overland flow on agricultural fields by the increase in complexity with scale. The number and dimensions of depressions and obstacles on the soil surface being more probable over a large surface, more water and sediments can be diverted, interrupted or trapped by the microtopography as the scale increases. These elements, as they affect the flow direction, the amount of flowing water, the infiltration capacity and the storage of water and sediments in the depressions, will contribute to reduce runoff and erosion downslope. »

On notera que des conclusions similaires avaient déjà été formulées par Poesen et Bryan (1990).

Au cours de la présente étude, la taille du système a été modifiée (64, 128 et 256 points de largeur) alors que la capacité d'infiltration a été conservée identique (rapport infiltrabilité-pluie égal à l'unité). Il s'agit ainsi de voir si une infiltration potentielle homogène à l'échelle du système peut induire des variations sur les dynamiques interne et externe. Les résultats sont présentés en figure 3.16.

Dû à la présence d'infiltration, le seuil de ruissellement est retardé par rapport à la capacité de stockage (fig. 3.16(a)). Peu de contrastes semblent exister entre les systèmes de différentes tailles. L'augmentation de taille cause un léger retard additionnel et une faible diminution du coefficient de ruissellement

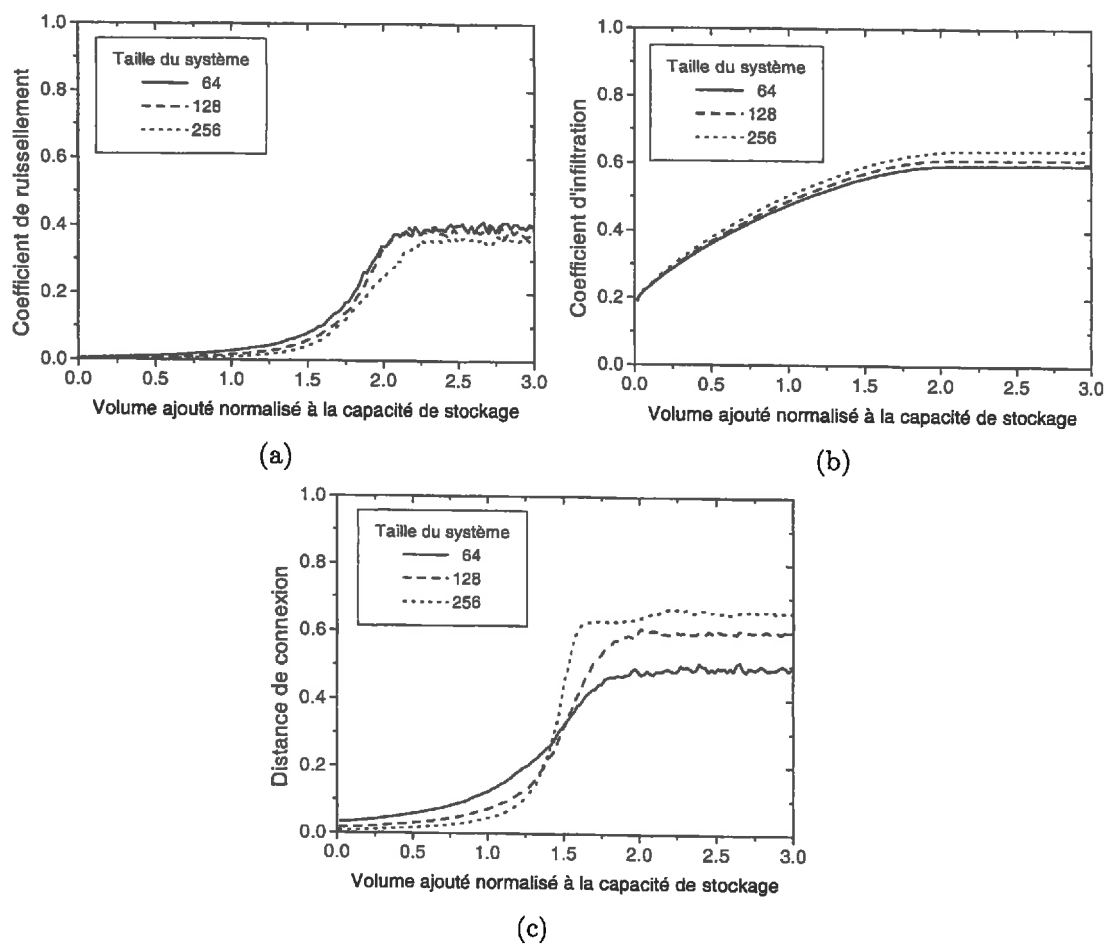


FIG. 3.16 – Influence de la taille du système à capacité d'infiltration maximale fixe.

maximal. Cela revient à un étalement supplémentaire du seuil de déclenchement. Dans le cas sans infiltration, l'augmentation de taille produisait un seuil plus abrupt. L'effet inverse est ici observé.

L'infiltration est légèrement plus importante pour les systèmes de plus grande taille (fig. 3.16(b)). Lorsque la taille du système augmente, l'eau peut potentiellement s'écouler sur de plus grandes distances. Elle a donc plus de chances d'être stockée dans des dépressions où elle peut alors s'infiltrer. Cela pourrait expliquer l'augmentation du coefficient d'infiltration tout en étant cohérent avec les légères modifications du coefficient de ruissellement. Bien que notre système soit bien plus homogène que ceux discutés par Poesen et Bryan (1990), Gallien *et al.* (1995) et Mathier et Roy (1996), des observations allant dans le même sens sont retrouvées. La plus grande variabilité et les processus supplémentaires des systèmes naturels ne font qu'amplifier le phénomène.

La dynamique interne, mesurée au travers de la distance de connexion, est la variable la plus affectée par le changement de taille (fig. 3.16(c)). Pour la capacité d'infiltration spécifiée, la courbe d'évolution de la distance de connexion est toujours une sigmoïde. Cette dernière est d'autant plus redressée que le système est grand. La valeur de plateau augmente avec la taille du système et est atteinte pour des volumes ajoutés plus faibles. Ce comportement contraste fortement avec celui du coefficient de ruissellement : pour les grands systèmes on arrive à franchir des distances internes proportionnellement plus importantes alors que le coefficient de ruissellement maximal diminue. Enfin, on remarque que la stabilisation de la distance de connexion s'effectue avant celle du coefficient de ruissellement. Il y a donc un développement rapide de grandes aires drainées non connectées. Celles-ci n'évolueront pas par la suite, et, en particulier, ne fusionneront pas au bord libre. Les dynamiques interne et externe observées ne sont donc pas en contradiction.

Cette partie de l'étude montre en particulier que les relations entre les deux domaines du système ne sont ni forcément directes, ni nécessairement univoques. Des résultats concordants avec des études antérieures sont retrouvés. Notre étude précise toutefois que même si la variabilité n'est que locale (échelle des dépressions), la dynamique du ruissellement est affectée par la taille du système. En terme de percolation, la dynamique du ruissellement est différente du cas sans infiltration. En particulier, la relation entre la largeur du seuil et la taille du système n'est plus retrouvée. L'infiltration affecte donc la dynamique des connexions de manière non-triviale.

3.4 Description du ruissellement en terme de percolation : compléments

Notre description du ruissellement se fait par un mécanisme de développement de connexions entre dépressions. C'est un phénomène « collectif » et « contagieux ». Comme cela a été précisé en section 3.1.2, selon les mécanismes de connexions, plusieurs types de percolation ont été définis, les deux principaux étant la percolation classique et la percolation d'invasion.

Dans le cas de la percolation classique, les sites sont aléatoirement occupés sans tenir compte de leur position à l'intérieur du système (fig. 3.17). Les connexions à une bordure sont uniquement dépendantes de la dynamique interne.

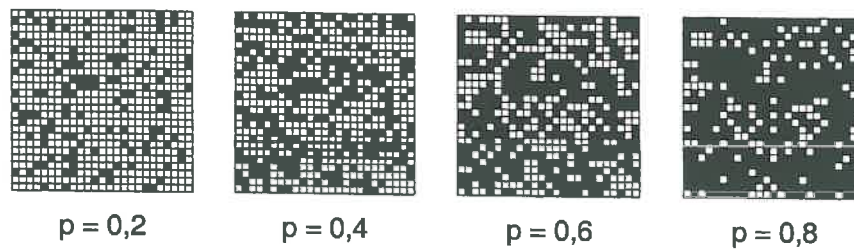


FIG. 3.17 – Exemple d'évolution dans le cas d'une percolation classique.

En percolation d'invasion, le remplissage débute sur les sites adjacents à une bordure. De part ce mécanisme, il n'y a pas de sites occupés isolés. Un exemple d'évolution est présenté en figure 3.18. Habituellement utilisé pour simuler l'invasion d'un fluide dans un milieu poreux, l'ajout de sites est en général interrompu lorsque les deux bords opposés sont connectés. Pour d'autres processus, on peut continuer le remplissage des sites, comme figuré ici.

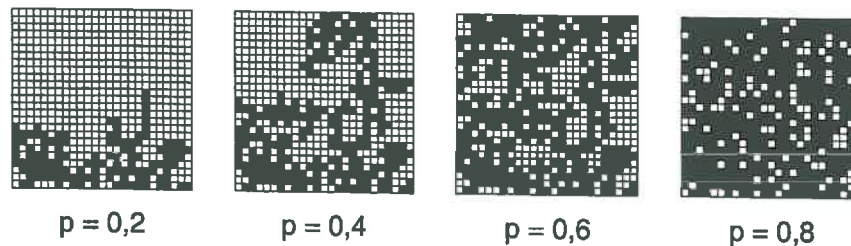


FIG. 3.18 – Exemple d'évolution dans le cas d'une percolation d'invasion.

Quel que soit le type de percolation, les états initiaux (aucun site occupé) et finaux (tous les sites connectés) vont être identiques. Ce sont les états intermédiaires qui pourront différer. Dans le cas du déclenchement du ruissellement sans infiltration, nous passons aussi d'un état initial complètement déconnecté

à un état final complètement connecté. Notre description du ruissellement correspond-elle à une percolation classique ou à une percolation d'invasion?

Certains caractères se rapprochent de la percolation classique. Ainsi, l'ajout d'eau se fait à l'intérieur du système et non pas à partir de sa bordure. En conséquence, il y a croissance *interne* des amas. Certes, en apparence, la dynamique de la surface connectée à l'aval semble se rapprocher de la percolation d'invasion. On voit effectivement l'invasion du système par l'aire drainée contributive au ruissellement (fig. 3.19). Un front remonte du bord aval vers le bord amont. Toutefois, ce n'est qu'une apparence car, fondamentalement, cette dynamique externe n'est que la conséquence de la dynamique interne. C'est nécessairement la dynamique interne qui contrôle l'évolution.

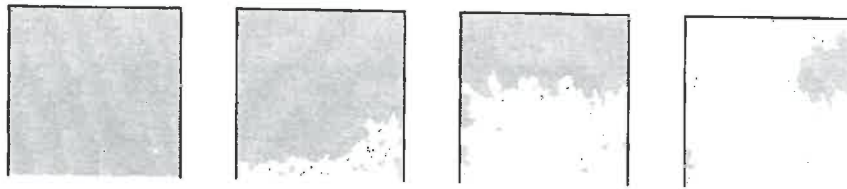


FIG. 3.19 – Exemple d'évolution de l'aire contributive au ruissellement à l'aval.

En voyant cette remontée du front « ruisselant », on pourrait aussi faire le parallèle avec la croissance de surfaces, comme lors d'un dépôt électrolytique (les bordures supérieure et inférieure seraient les deux électrodes et la surface blanche le dépôt). Un tel processus commence par l'occupation de quelques sites sur l'interface initiale. Au fur et à mesure que de nouveaux sites se déposent, il y a migration de l'interface. À partir d'une certaine épaisseur de dépôt, la forme de l'interface devient stable et croît parallèlement à elle-même. Dans notre cas, les caractéristiques de l'interface entre aire drainée connectée à l'aval et aires drainées non contributives ont été calculées. Il apparaît en particulier que la largeur de l'interface ne se stabilise pas, même pour des systèmes de grandes tailles. En effet, au fur et à mesure que l'interface progresse, les aires drainées qui fusionnent sont de plus en plus grandes. La morphologie de l'interface évolue ainsi en permanence.

Sur les précédentes constatations, on pourrait conclure que notre description du ruissellement se retrouve pleinement dans une dynamique type « percolation classique ». Cela ne semble toutefois pas aussi simple. En effet, des ressemblances avec la percolation d'invasion existent du point de vue des mécanismes de croissance, mais il ne faut les chercher sur la bordure du système mais au sein de la dynamique interne.

Ainsi, lorsqu'un site est choisi comme position initiale d'un marcheur, ce dernier se déplace sur l'amas et peut produire une augmentation de sa taille par fusion avec des amas voisins. Un tel comportement est similaire à ce qui est observé en percolation d'invasion (où l'alimentation du système se fait à partir

de la bordure). On peut par exemple imaginer que la figure 3.18 représente une petite partie du système. En noir, une portion de l'amas sur lequel on ajoute de l'eau, en blanc, les autres amas. Par ajout d'eau à l'amas noir, celui-ci envahit le reste du système.

Il semble donc que notre description du ruissellement possède des caractéristiques communes aux deux types de percolation :

- une percolation classique au sens où la dynamique interne contrôle les connexions ;
- une percolation d'invasion au sens où, à l'échelle de chaque amas, un mécanisme de croissance par propagation existe.

Cette propriété particulière pourrait expliquer l'écart de l'exposant ξ mesuré par rapport à la valeur de référence. Mieux préciser la dynamique des connexions pourrait être fait grâce à de nouveaux développements. Un modèle encore plus simplifié pourrait être mis au point. Il ne conserverait que les mécanismes les plus fondamentaux de la croissance des amas. Il se rapprocherait ainsi un peu plus des méthodes habituellement utilisées en théorie de la percolation.

Caractéristiques de la rugosité et ruissellement

Résumé

AFIN D'APPORTER de nouveaux éléments quant à l'effet du stockage de l'eau par la rugosité sur le déclenchement du ruissellement, des surfaces rugueuses aux propriétés variées ont été numériquement générées. Cette étude permet de mieux préciser les effets de chaque type de rugosité et de leur combinaison. Les conséquences sur les dynamiques internes et externes sont discutées.

DES CONDITIONS AUX LIMITES doivent être nécessairement présentes afin de délimiter le système étudié. Le choix de celles-ci, bien que rarement discuté, semble déterminant sur les résultats obtenus.

ENFIN, il apparaît que les dynamiques interne et externe ne sont pas forcément liées de manière univoque. Pour l'hydrologue, cela signifie que l'on ne peut pas, par une simple mesure du ruissellement à l'aval, décrire les transferts à l'intérieur d'une parcelle.

4.1 Génération de surfaces rugueuses

Bien que la mesure de la rugosité du sol soit de plus en plus automatisée et rapide, l'acquisition reste très coûteuse en temps. Dans certains cas, il peut s'avérer pertinent de générer numériquement des surfaces, notamment lorsqu'il s'agit d'étudier un grand nombre de cas afin d'obtenir un résultat à valeur statistique. Dans le chapitre précédent, les surfaces étaient aléatoires et sans corrélation. Il s'agit ici de choisir une méthode de génération permettant de contrôler précisément les caractéristiques de la rugosité aléatoire.

La surface d'un sol, en particulier lorsqu'elle a été récemment travaillée est constituée d'éléments de taille finie : les agrégats et les mottes. Afin de tenir compte explicitement de cette caractéristique, Chadoëuf *et al.* (1989) ont proposé d'utiliser des fonctions booléennes. Considérant une portion de plan, il s'agit d'y répartir aléatoirement des éléments (des sphères par exemple) ayant une distribution de taille donnée. La surface enveloppe de ces éléments est considérée comme représentative d'une surface de sol (Bertuzzi *et al.*, 1995 ; Chadoëuf *et al.*, 1996).

En se basant sur des semi-variogrammes, Huang et Bradford (1992) ont établi une relation statistique entre la distance et la hauteur entre points. En considérant cette relation, ils ont pu recréer des surfaces aux caractéristiques statistiquement identiques (Huang et Bradford, 1990a). Pour ce faire, plusieurs méthodes de génération sont possibles (déplacement aléatoire du point central, ajout successif aléatoire, transformée de Fourier inverse...). Ces méthodes numériques incluent toujours une composante aléatoire (Voss, 1988 ; Saupe, 1988).

La transformée de Fourier est une méthode très répandue en traitement des signaux. Elle consiste à décomposer un signal en une superposition de sinusoïdes, chacune étant définie par trois paramètres : amplitude, longueur d'onde et déphasage (i. e. ordonnée à l'origine). Dans sa forme inverse, la transformée de Fourier reconstitue le signal à partir d'une superposition de sinusoïdes. Ces signaux peuvent être des profils (TF 1D), des surfaces (TF 2D), des volumes (TF 3D), etc., soulignant la généralité de cette méthode. Au cours de ce travail, nous avons utilisé la transformée de Fourier inverse pour construire des surfaces. L'algorithme employé est fondé sur la technique de la transformée de Fourier rapide et extrait de Press *et al.* (1992). Nous nous sommes limités à faire varier les caractéristiques de corrélation de surfaces isotropes. Le déphasage a été pris aléatoire et des relations en puissance liaient longueurs d'onde et amplitudes. Cette dernière propriété fait apparaître des corrélations sur les surfaces (Voss, 1988). Le rappel de Goff (1990) sur la relation entre transformée de Fourier 1D et 2D a été pris en compte. Afin d'obtenir des surfaces anisotropes, une surface isotrope est tout d'abord générée par transformée de Fourier inverse puis les composantes de pente générale et de rugosité orientée sont additionnées.

Parmi les surfaces utilisées dans ce travail, seules certaines ont des propriétés semblables à des surfaces de sol. L'étude des cas ne se retrouvant pas dans la réalité est cependant nécessaire pour comprendre qu'elles sont les caractéristiques pertinentes de la rugosité du sol.

Terminons sur une remarque générale concernant la notion de surface rugueuse. Les surfaces utilisées ne sont au mieux que des représentations approximatives de surfaces réelles. Cela peut sembler évident dans le cas de surfaces générées. Cela reste également vrai pour les surfaces mesurées, même si l'on excepte les problèmes de précision. En effet, à l'échelle considérée, que ce soit pour générer des surfaces ou pour les mesurer (voir § 5.2), aucune des méthodes citées ici ne permet de représenter toutes les caractéristiques observables des surfaces de sol. En particulier, les méthodes ne permettent de prendre en compte qu'une seule valeur d'altitude pour chaque couple de coordonnées horizontales. En conséquence, les surplombs en bordure de mottes sont systématiquement ignorés. Cela peut aboutir à des représentations très différentes de la réalité (figure 4.1). Dans certains cas, comme dans celui d'un état motteux, la surface n'est en fait pas, à proprement parlée, définie (et encore moins sa capacité de stockage). Dans cet exemple, plutôt que d'une surface, on devrait parler d'une zone de transition aux limites mal définies entre l'intérieur et l'extérieur du sol.

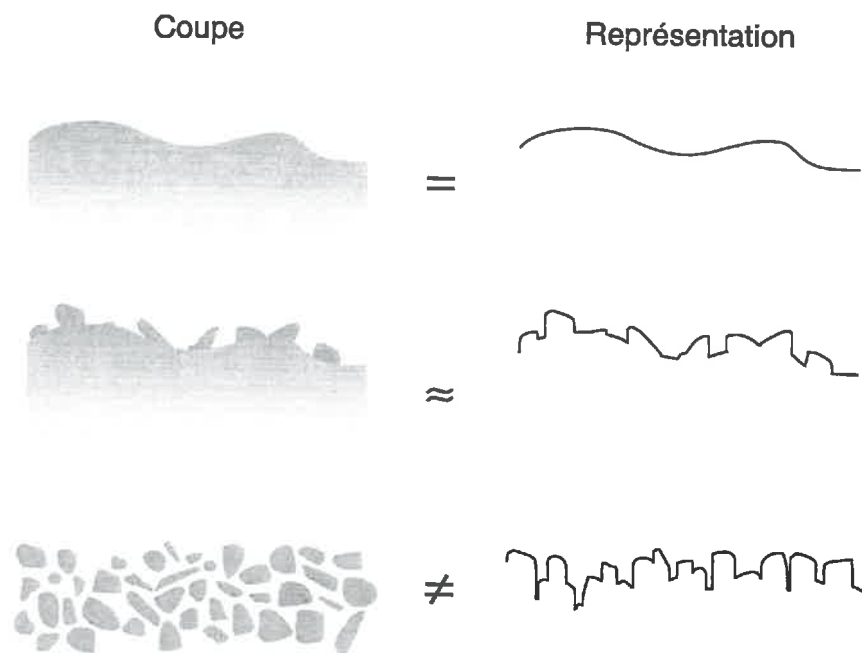


FIG. 4.1 – *Profils de surface de sol: coupes et représentations.*
Les méthodes de mesure utilisées exercent des contraintes fortes sur la représentation géométrique. En particulier, elles obligent à ne considérer qu'une seule altitude sur chaque verticale du profil.

4.2 Effet de la rugosité aléatoire et de la pente générale

Comme vu précédemment, la forme de la surface d'un sol peut être divisée en plusieurs composantes. L'article qui suit a pour but de mieux comprendre l'importance des caractéristiques de la rugosité aléatoire et de la pente générale sur le déclenchement du ruissellement.

Note : les références « Darboux *et al.*, 1998 » et « Darboux *et al.*, 1999 » correspondent respectivement aux articles inclus au chapitre 5 (§ 5.3, pages 114 et suivantes) et au chapitre 3 (§ 3.2, pages 41 et suivantes).

Roughness effects on overland flow generation

F. Darboux^(1,2) C. Gascuel-Oudou⁽¹⁾ Ph. Davy⁽²⁾

December 13, 1999

⁽¹⁾ Unité Sol-Agronomie de Rennes-Quimper, INRA, 65, rue de St-Brieuc, F-35042
Rennes Cedex, France

⁽²⁾ Géosciences Rennes, UPR CNRS 4661, Campus de Beaulieu, Univ. Rennes 1,
F-35042 Rennes Cedex, France

Darboux F.: Fax: (33) 2 99 28 60 88, email: Frederic.Darboux@univ-rennes1.fr
Davy Ph.: Fax: (33) 2 99 28 60 88, email: Philippe.Davy@univ-rennes1.fr
Gascuel-Odou C.: Fax: (33) 2 99 28 54 30, email: cgascuel@roazhon.inra.fr

Article en préparation

Abstract

Overland flow is affected by surface roughness characteristics. This study examines effects of random roughness and general slope on overland flow triggering. It is based on a model simulating depression filling on numerically generated surfaces.

Overland flow triggering is sensitive to the correlation of random roughness only if its range is similar to the surface size. This range being rather limited in natural surfaces, correlation properties are unlikely to modify overland flow triggering. This allows a simplified description of random roughness. The add of a general slope modifies overland flow dynamics. While runoff is sensitive to high general slope only, the internal dynamics of drained areas is affected even for low slope.

The decrease of the roughness due to interrill erosion processes could be described as a ratio between general slope and random roughness. This ratio enables to predict both external and internal overland flow dynamics. The results are consistent with previous simulations of overland flow triggering based on measured surfaces.

Keywords: random roughness, general slope, overland flow, runoff, connectivity length, correlation, depression storage

4.2.1 Introduction

The roughness of the soil surface affects many processes such as depression storage (Huang and Bradford, 1990), infiltration and its variability (Fox et al., 1998), sediment transport (Renard et al., 1997) and water routing (Helming et al., 1997). Soil surface morphology is divided in several components (Römkens and Wang, 1986). The general slope with convexities and concavities is related to the field scale. Agricultural practices induce an oriented roughness. Rills and gullies constitute another kind of oriented roughness if concentrated erosion occurs. At scales lower than one metre, the spatial distribution of clods and aggregates defines random roughness. This random roughness is correlated for distances lower than decimetre or centimetre. Above this scale, correlation tends to disappear (Linden and Van Doren, Jr., 1986; Römkens and Wang, 1986, 1987; Lehrs et al., 1988; Huang and Bradford, 1992; Helming et al., 1993).

Huang and Bradford (1990) analysed roughness effects on depression storage taking into account this spatial dependency and considering both random roughness and general slope. This study was limited to the dependency of depression storage with roughness properties. If depressions exist, storage of water delays overland flow generation. Nevertheless, this dynamics of depression filling was rarely addressed (Moore and Larson, 1979; Onstad, 1984; Sneddon and Chapman, 1989). Based on the approach developed in Darboux

et al. (1999), this paper intends to clarify roughness storage effects on overland flow triggering. It extends previous results (Huang and Bradford, 1990; Darboux et al., 1998, 1999) and focuses on effects of random roughness and general slope. A numerical model simulating depression filling is used to analyse overland flow triggering on numerically generated surfaces.

Three steps were considered. First, the sensitivity of overland flow triggering to surface correlation properties was addressed. Then, effects of the short range correlation were studied. Finally, combined effects of random roughness and general slope were analysed.

4.2.2 Material and methods

4.2.2.1 Gradual depression filling model

In order to simulate the development of connections among depressions, a numerical model previously described in Darboux et al. (1999) was used. It is based on conditioned walker technique (Chase, 1992; Crave, 1995; Favis-Mortlock, 1998; Favis-Mortlock et al., 1998). A walker representing a small amount of water is randomly launched on a square grid. Using a slope criterion, it moves to the lowest point, i. e. the outflow boundary or a local depression. In the latter case, the hole is filled if carried amount of water is sufficient. When all water is deposited or runs out, another walker is launched. Such a way, depressions get filled depending on roughness geometry. In this study, three boundaries of the system are closed, water being allowed to outflow from the last one only.

4.2.2.2 Surface generation

Surfaces were numerically generated by inverse Fourier transform. The fast Fourier transform algorithm was used (Press et al., 1992). Surface characteristics were controlled specifying energy spectrum $|X(f)|^2$ with f the frequency. Specifying a power-law relationship between $|X|^2$ and f enabled to modify correlation characteristics (Voss, 1988; Saupe, 1988): $|X|^2 \propto f^\beta$. If β equals zero, the surface is uncorrelated (Figure 4.2). With β greater than zero, the surface is anti-correlated. With β lower than zero, the surface is correlated. Surfaces have 128×128 grid points. A general slope is numerically added to the grid after Fourier generation.

4.2.2.3 Analysis

For each simulation, two output variables were computed and analysed. The runoff coefficient is defined as the ratio between inflow and outflow over a defined step. It characterises the relative water amount flowing out of the system, which depends on the surface-area connected to the outflow boundary.

Article en préparation

In order to study the evolution of drained areas not connected to the outflow, a connectivity length was also defined. It characterises a water transfer distance within unconnected areas (Darboux et al., 1999).

Using a Monte Carlo approach, these two output variables were averaged over one hundred simulations performed on statistically identical surfaces. Mean runoff coefficient and connectivity length were plotted versus added volume normalised to depression storage capacity.

Such normalisation enabled to focus the analysis on dynamics of connected and unconnected areas in relation to surface properties, independently of variations of depression storage.

4.2.3 Results

4.2.3.1 Correlation effects

Effects of correlation, uncorrelation and anti-correlation were addressed using β values ranging from -5 to 3 (Figure 4.2). In this section, correlation properties were valid for all scales and surfaces were isotropic. For the range -3 to -1, surfaces have fractal properties (Goff, 1990).

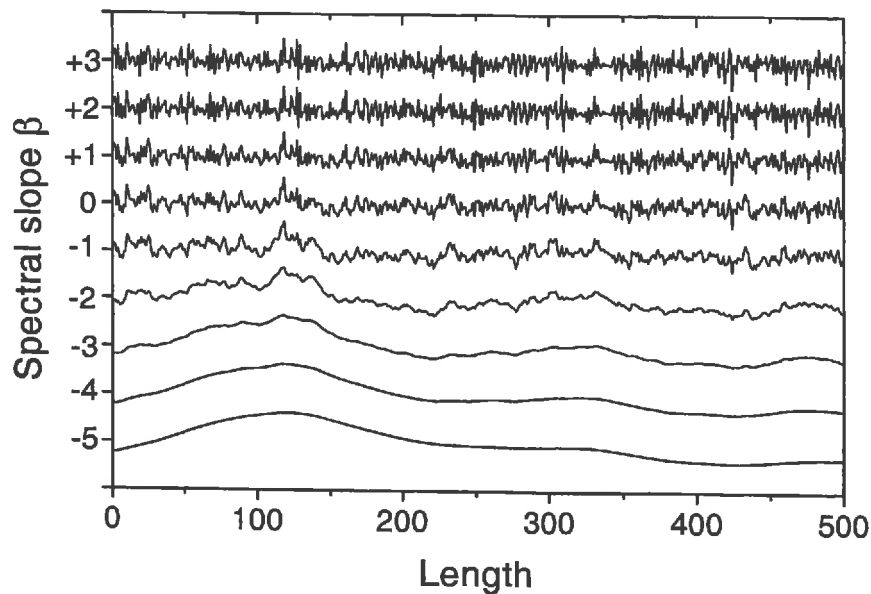


Figure 4.2: Cross-sections of generated surfaces depending on spectral slope β . Cross-sections are correlated for $\beta < 0$, uncorrelated for $\beta = 0$ and anti-correlated for $\beta > 0$.

For uncorrelated surfaces ($\beta = 0$), runoff coefficient evolves according to a S-shape curve (Figure 4.3(a)). The threshold corresponds to an added volume

close to the depression storage capacity. Before this threshold, the runoff coefficient was almost nil because the area connected to the outflow boundary remained small. Above the threshold, almost all the surface contributes to the runoff. For anti-correlated cases ($\beta > 0$), the threshold is a little bit sharper, but does not depend so much on roughness properties. On the contrary, correlated surfaces have quite different behaviours. For higher correlation, threshold is smoother. For small values of added water, a significant part of the system is connected to the outflow boundary, while the connection of the entire surface needs more than twice the storage capacity. So, overland flow triggering is very gradual for correlated surfaces.

Connectivity length for uncorrelated surfaces follows a bell-shape curve (Figure 4.3(b)). At first, unconnected areas are small in reference to system size. When the added volume is close to the storage capacity, connectivity length increases rapidly. That means water can travel through a significant part of the system without outflowing. Near one, connectivity length reaches a peak. Then, unconnected areas merge with the outflowing surface up to disappear, leading to a decrease in connectivity length. If anti-correlation is added, connectivity length evolves slightly. The bell-curves are narrower and maximal connectivity length is higher than in the uncorrelated case. At the peak, water can travel through 75% of system size without outflowing. As for runoff coefficient, responses of anti-correlated surfaces are almost identical. On the contrary, correlated surfaces show very different behaviours. For higher correlation, large values of connectivity length are reached faster. Large unconnected areas can persist longer than in uncorrelated case. The decrease for normalised added volume greater than one is slower and more gradual than for uncorrelated surfaces. Surfaces with $-3 > \beta > -1$ are fractal. This property does not modify runoff coefficient nor connectivity length. Their responses are in continuity with the other cases (non-fractal) used in this sensitivity analysis.

A bounded correlation distance was introduced in the generated surfaces. This correlation distance ranged from 0% (uncorrelated surfaces) to 100% of system size. In this latter case, surfaces were correlated at all scales with $\beta = 3$ (Figure 4.4). If correlation distance is smaller than or equal to 60% of system size, the runoff coefficient is not affected. Connectivity length is more sensitive to correlation distance. Nevertheless, the differences with uncorrelated case are small as soon as correlation distance spans over less than 60% of the system size.

So, even if correlation characteristics can modify overland flow triggering, they became irrelevant if the correlation distance is small relatively to the system size. For natural surfaces, correlation distance is equal to or smaller than one decimetre. As a consequence, for system sizes greater than one metre, the effects of roughness correlation on overland flow triggering are negligible. So, a completely uncorrelated surface can be used.

Article en préparation

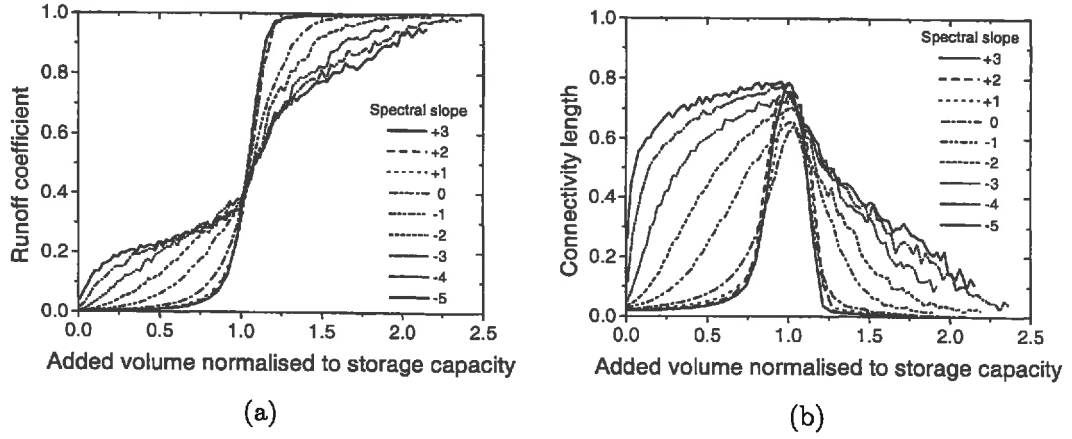


Figure 4.3: Runoff coefficient (a) and connectivity length (b) depending on spectral slope.

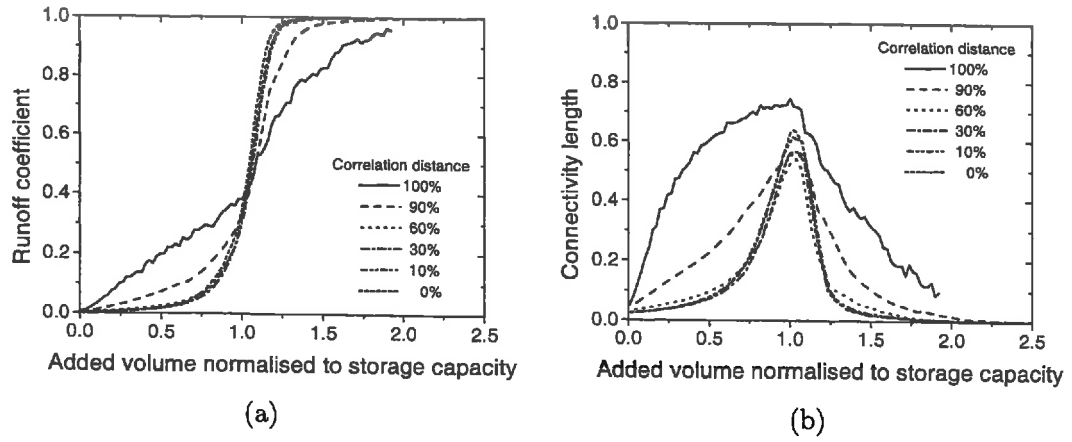


Figure 4.4: Runoff coefficient (a) and connectivity length (b) depending on short-range isotropic correlation. Percentages are the correlation distance in reference to system size.

4.2.3.2 General slope

To study the combined effect of a random roughness and a general slope for large surfaces, the random component was kept uncorrelated. The general slope was determined in reference to the random roughness. A ratio between height variations from point to point due to the general slope and those due to the random roughness is used. In order to compare behaviour of contrasted ratios, two ranges of variations were studied, the first from about 10^{-3} to 10^{-2} , and the second from about 10^{-1} to 1.

For ratios much smaller than one, the random roughness is dominant. Runoff triggering is slightly affected by general slope compared to zero slope case (Figure 4.5(a)). Threshold is less sharp but still well defined. Connectivity length keeps its bell-curve shape but the maximum value decreases significantly as the general slope increases (Figure 4.5(b)). This suggests that unconnected areas are smaller before to merge with the runoff contributing area. The peak value occurs for slightly lower water added volume as the general slope increases. Adding a slight slope modifies the dynamics inside the system while the dynamics of the area contributing to the runoff remains almost unaffected.

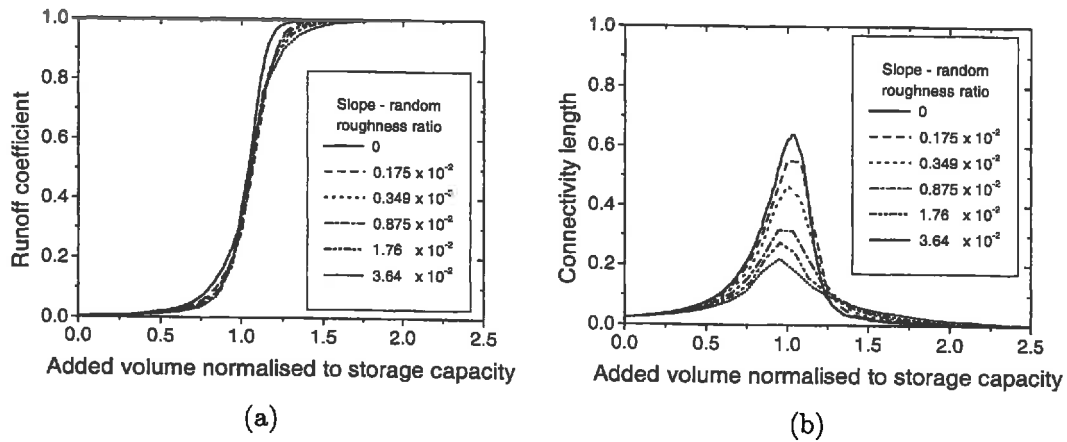


Figure 4.5: Effects of a low general slope on (a) runoff coefficient and (b) connectivity length.

When the ratio is close to one, height variations due to general slope are similar to those due to the random roughness. In this case, runoff coefficient is affected (Figure 4.6(a)). Runoff triggering thresholds tend to disappear and more water is needed to connect all the surface to the outflow boundary. As for low ratios, connectivity length is sensitive to general slope (Figure 4.6(b)). Maximal connectivity length does not decrease below 0.15, but peaks are reached for added volumes significantly lower than one. For the highest ratio, the bell-shape disappears. General slope effects are dominant

and most of the system contributes to the runoff directly. Unconnected areas persists longer and runoff increases slowly.

Both runoff triggering and internal dynamics are affected by general slope. Nevertheless, runoff is sensitive to high slope-random roughness ratios only.

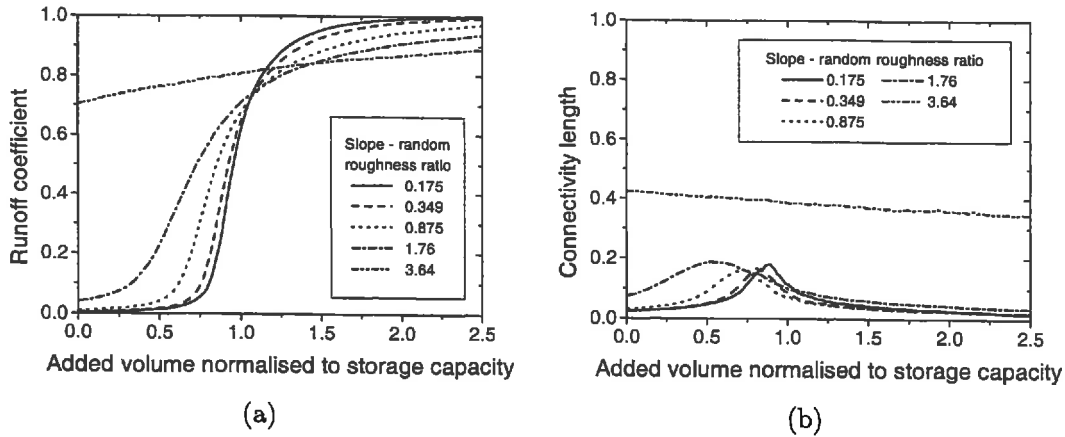


Figure 4.6: Effects of a high general slope on (a) runoff coefficient and (b) connectivity length.

4.2.4 Discussion

4.2.4.1 Roughness properties and overland flow triggering

The results showed that overland flow triggering varies with roughness characteristics. Spatial correlation properties of the surface deeply modify the threshold effects.

For soil surfaces, spatial correlation exists at scales lower than decimetre. This correlation controls depression morphology and is clearly relevant to estimate the depression storage capacity. Considering larger systems, typically more than one square metre, these short distance correlation does not affect overland flow triggering. Neither the inner nor the outer dynamics are modified. In such case, it is relevant to ignore this short distance correlation and the system may be considered as uncorrelated at all scales. As a consequence, only one parameter has to be specified for the random roughness component. The standard deviation of heights can be used, as suggested by Onstad (1984).

General slope modifies depression storage capacity (Huang and Bradford, 1990). It also affects overland flow dynamics. Some insights about these effects were previously underlined (Moore and Larson, 1979; Onstad, 1984; Sneddon and Chapman, 1989). Nevertheless, these studies were limited by the use of measured surfaces. Using generated surfaces, the present study was able

to investigate the effect of a combination of a general slope and a random roughness.

Basically, a general slope induces a preferential flow direction. At local scale, general slope modifies the preferential direction of depression outflow. The results clearly show that an anisotropy of these local connections depends on the ratio between variations of height due to slope and variations of height due to random roughness. For ratios close to one, the general slope has a strong effect. Runoff dynamics is thoroughly modified for values larger than one. For low ratios, random roughness is dominant. Even if connection tends to develop downslope, general slope is too low in order to affect strongly the overall behaviour. In such case, intern dynamics is modified while runoff remains almost identical. As a consequence, a study based on the external dynamics (runoff coefficient measurements) may not necessarily improve the knowledge of the inner processes.

4.2.4.2 Estimation of the general slope-random roughness ratio

In order to apply the results of this study, a method has to be set out to estimate general slope-random roughness ratios. The estimation of a general slope-random roughness ratio requires to define the relevant horizontal scale at first. Referring to variograms, correlation distance, i. e. the limit between correlated and uncorrelated domains, can be suitable as a characteristic horizontal scale. It has been already used to define indexes for soil surface roughness (Lehrsch et al., 1988). As an example, let the correlation distance be equal to 10 cm, which is in the range of measured values (Darboux et al., 1999). For a general slope equal to 5%, the systematic height change due to it is equal to 0.5 cm. A similar estimation has to be performed for random roughness. The plateau value of the variograms, named sill, could be used as a first approximation. Nevertheless, as it was previously shown, sill value overestimates the roughness relevant for depression storage (Darboux et al., 1999) and have to be corrected.

4.2.4.3 Application to an evolving soil surface due to interrill erosion

Interrill erosion induces a decrease of random roughness (Johnson et al., 1979; Eltz and Norton, 1997). At the considered time scales, general slope remains constant. So erosion causes an increase of general slope-random roughness ratio that may imply modification in overland flow triggering.

Let us takes a characteristic horizontal scale of 10 cm and supposes that the random roughness value is efficient for storage capacity. As shown in Table 4.1, the range of ratio variations explored in this paper well corresponds to the actual range of variations observed in cultivated fields. The range of variation spans from 0.01 for a slope gradient of 0.5% and a random roughness

of 5 cm, to 6 for a slope gradient of 30% and a sealed surface with a random roughness of 0.5 cm. The first range of studied ratios is limited to the rough surface and low slope cases. The second range of studied ratios corresponds to the other cases.

For high slopes, whatever the amplitude of random roughness, ratio values suggest that the threshold is always smooth and the connectivity length small.

For rough surfaces and low slopes, evolutions displayed in figure 4.5 are relevant. Runoff triggering shows a sharp threshold but connectivity length differs depending of the particular ratio. As erosion occurs, random roughness amplitude decreases. For a constant slope, this leads to an increase of the ratio. Values considered in Figure 4.6(a) can be reached. So, the runoff threshold gets smoother and the connectivity length smaller as erosion occurs.

Table 4.1: Examples of general slope-random roughness ratios

		Random roughness amplitude	
		0.5 cm	5 cm
General slope (%)	0.5	0.1	0.01
	1	0.2	0.02
	3	0.6	0.06
	5	1	0.1
	10	2	0.2
	30	6	0.6

Such an evolution of the runoff threshold was already enlightened by Darboux et al. (1998) using measured surfaces. While the random roughness is decreasing, overland flow triggering evolved from a sharp threshold to a smoother one. The present results, based on generated surfaces, are consistent with this previous experimental work. This aspect could be included in models in order to improve the accuracy of prediction. The general slope-random roughness ratio is relevant to predict effect of depression storage on overland flow triggering.

4.2.5 Conclusions

The effect of roughness characteristics on overland flow were statistically established by means of numerical generated surfaces with controlled correlation properties. Without slope and on large systems, short range correlation has no influence on overland flow triggering. With slope, internal dynamics and external dynamics can be affected without any obvious link from one to the other.

A ratio between general slope and random roughness is used to characterise the relative effects of these two components of the soil surface. For low

ratio values, only the dynamics of the connectivity length is modified while dynamics of both runoff coefficient and connectivity length are modified for high values. It would be interesting to use this ratio to improve predictive models of overland flow dynamics.

Bibliography

Chase, C. G. (1992). Fluvial land sculpting and the fractal dimension of topography. *Geomorphology*, 5:39–57.

Crave, A. (1995). *Quantification de l'organisation des réseaux hydrographiques*. PhD thesis, Université de Rennes I, Rennes, France.

Darboux, F., Davy, Ph., and Gascuel-Odoux, C. (1999). A puddle connecting model to describe overland flow on rough surfaces. . In preparation.

Darboux, F., Davy, Ph., Gascuel-Odoux, C., and Huang, C. (1998). Evolution of soil surface roughness and flowpath connectivity in overland flow experiments. In Auzet, V., Poesen, J., and Valentin, C., editors, *Catena Special Issue. Soil pattern as a key factor of water and/or wind erosion*. Elsevier. Submitted for review Dec. 1998.

Eltz, F. L. F. and Norton, L. D. (1997). Surface roughness changes as affected by rainfall erosivity, tillage, and canopy cover. *Soil Science Society of America Journal*, 61:1746–1755.

Favis-Mortlock, D. (1998). A self-organizing dynamic systems approach to the simulation of rill initiation and development on hillslopes. *Computers & Geosciences*, 24(4):353–372.

Favis-Mortlock, D., Boardman, J., Parsons, A., and Lascelles, B. (1998). Emergence and erosion: a model for rill initiation and development. In Abrahart, R. J., editor, *Proceedings of the Third International Conference on GeoComputation*, University of Bristol, Bristol, UK.

Fox, D. M., Le Bissonnais, Y., and Bruand, A. (1998). The effect of ponding depth on infiltration in a crusted surface depression. *Catena*, 32:87–100.

Goff, J. A. (1990). Comment on 'Fractal mapping of digitized images: application to the topography of Arizona and comparison with synthetic images'. *Journal of Geophysical Research*, 95(B4):5159.

Helming, K., Prasad, S. N., and Römken, M. J. M. (1997). Drainage network characteristics on eroding soil surfaces. In Wang, S. S. Y., Langendoen, E. J., and Shields, Jr., F. D., editors, *Management of Landscapes Disturbed by Channel Incision*, pages 691–696, The University of Mississippi. The Center for Computational Hydroscience and Engineering.

Helming, K., Roth, C. H., Wolf, R., and Diestel, H. (1993). Characterization of rainfall-microrelief interactions with runoff using parameters derived from Digital Elevation Models (DEMs). *Soil Technology*, 6:273–286.

Article en préparation

- Huang, C. and Bradford, J. M. (1990). Depressional storage for Markovian-Gaussian surfaces. *Water Resources Research*, 26(9):2235–2242.
- Huang, C. and Bradford, J. M. (1992). Applications of a laser scanner to quantify soil microtopography. *Soil Science Society of America Journal*, 56:14–21.
- Johnson, C. B., Mannering, J. V., and Moldenhauer, W. C. (1979). Influence of surface roughness and clod size and stability on soil and water losses. *Soil Science Society of America Journal*, 43:772–777.
- Lehrsch, G. A., Whisler, F. D., and Römken, M. J. M. (1988). Spatial variation of parameters describing soil surface roughness. *Soil Science Society of America Journal*, 52:311–319.
- Linden, D. R. and Van Doren, Jr., D. M. (1986). Parameters for characterizing tillage-induced soil surface roughness. *Soil Science Society of America Journal*, 50:1560–1565.
- Moore, I. D. and Larson, C. L. (1979). Estimating micro-relief surface storage from point data. *Transactions of the ASAE*, 22(5):1073–1077.
- Onstad, C. A. (1984). Depressional storage on tilled soil surfaces. *Transactions of the ASAE*, 27(3):729–732.
- Press, W. H., Teukolsky, S. A., Vetterling, W. T., and Flannery, B. P. (1992). *Numerical recipes in C*. Cambridge University Press, Cambridge, USA.
- Renard, K. G., Foster, G. R., Weesies, G. A., McCool, D. K., and Yoder, coordinators, D. C. (1997). Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). Agricultural Handbook 703, United States Department of Agriculture — Agricultural Research Service.
- Römken, M. J. M. and Wang, J. Y. (1986). Effect of tillage on surface roughness. *Transactions of the ASAE*, 29(2):429–433.
- Römken, M. J. M. and Wang, J. Y. (1987). Soil roughness changes from rainfall. *Transactions of the ASAE*, 30(1):101–107.
- Saupe, D. (1988). Algorithms for random fractals. In Peitgen, H.-O. and Saupe, D., editors, *The science of fractal images*, chapter 2, pages 71–113, 126–136. Springer-Verlag, New-York.
- Sneddon, J. and Chapman, T. G. (1989). Measurement and analysis of depression storage on a hillslope. *Hydrological Processes*, 3:1–13.

Article en préparation

Voss, R. F. (1988). Fractals in nature: from characterization to simulation. In Peitgen, H.-O. and Saupe, D., editors, *The science of fractal images*, chapter 1, pages 21–70. Springer-Verlag, New-York.

4.3 Effet de la rugosité orientée

4.3.1 Introduction

La superposition d'une pente générale, d'une rugosité orientée et d'une rugosité aléatoire est une combinaison très classique dans le cas de parcelles cultivées. Probablement à cause des contraintes de mesures, l'effet des sillons sur le ruissellement semble avoir été peu étudié. Toutefois, des travaux récents apportent une meilleure prise en compte de leur effet dans les modèles de prédiction (Planchon *et al.*¹, 1998).

Grâce à la génération de surface et à l'utilisation du modèle de marcheurs conditionnés, nous avons tenté d'apporter quelques éléments sur l'effet de cette rugosité orientée. Ce travail a été réalisé pour partie par Dominique Meneust, dans le cadre de son mémoire de fin d'études².

La rugosité orientée est simulée par une sinusoïde, approximation choisie pour représenter la géométrie des sillons (Gascuel-Odoux *et al.*, 1991). En conséquence, la rugosité orientée est définie par sa longueur d'onde, son amplitude, son orientation et son déphasage (décalage latéral). La longueur d'onde de la sinusoïde et la largeur du système sont gardées constantes (respectivement égales à 16 et 128 points) ; de même pour le déphasage (nul au coin supérieur gauche). Enfin, les conditions aux limites correspondent, comme précédemment, à trois bords fermés et un bord ouvert (fig. 4.7). Trois orientations de la rugosité orientée sont considérées :

- sillons perpendiculaires au bord libre ;
- sillons parallèles au bord libre ;
- sillons à 45° du bord libre.

Pour chacune de ces orientations, différentes combinaisons d'amplitudes relatives sont testées. Leurs effets sur l'évolution de la capacité de stockage ainsi que sur les dynamiques interne et externe du ruissellement sont étudiés. Afin de mettre en évidence l'effet de la rugosité orientée, le cas sans rugosité orientée est pris comme référence.

1. Voir aussi PLANCHON O., ESTÈVES M. et SILVERA N. (soumis déc. 1998). Microrelief induced by tillage: measurement, modelling and consequences on overland flow and erosion. Dans Auzet V., Poesen J. et Valentin C. (éditeurs), *Soil pattern as a key factor of water and/or wind erosion*, Catena special issue, soumis pour publication.

2. Année terminale 1998-1999, département génie civil et urbanisme, INSA-Rennes, numéro d'ordre 9 935.

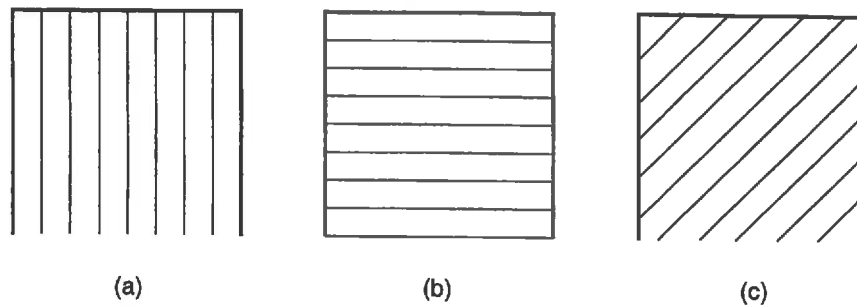


FIG. 4.7 – Les trois orientations étudiées de la rugosité orientée.

(a) Sillons perpendiculaires au bord libre.

(b) Sillons parallèles au bord libre.

(c) Sillons à 45° du bord libre.

Seules les crêtes des sillons sont représentées.

4.3.2 Évolution de la capacité de stockage

4.3.2.1 Cas sans pente générale

La capacité de stockage évolue en fonction des caractéristiques des différentes rugosités (fig. 4.8). Examinons tout d'abord le cas sans pente générale (fig. 4.8(a)).

Lorsque les sillons sont perpendiculaires au bord libre, la capacité de stockage diminue lorsque leur amplitude augmente. Dans cette configuration, une seule des deux extrémités de chaque sillon est fermée (fig. 4.7). Les sillons ne peuvent donc pas stocker d'eau par eux-mêmes. En fait, seule la présence de la rugosité aléatoire autorise un stockage non nul. Lorsque l'amplitude des sillons augmente, leurs flancs deviennent de plus en plus inclinés (leur largeur ne variant pas). Les dépressions situées sur les flancs voient donc leurs volumes diminuer. Quant aux dépressions localisées sur les crêtes et les talwegs des sillons, au mieux, leurs volumes restent identiques lorsque l'amplitude de la rugosité orientée augmente. Cette combinaison des effets de la rugosité orientée explique la légère décroissance de la capacité de stockage qui est observée pour des sillons perpendiculaires au bord libre.

Lorsque les sillons sont parallèles aux bords libres, leurs deux extrémités sont fermées (fig. 4.7). On met en évidence une augmentation de la capacité de stockage avec l'amplitude de la rugosité orientée (fig. 4.8(a)). Par opposition à la configuration précédente, les sillons sont ici capables de stocker de l'eau par leur seule présence.

Lorsque les sillons sont à 45° du bord libre, deux types de sillons peuvent être distingués : ceux ayant une extrémité libre et ceux dont les deux extrémités sont fermées (fig. 4.7). Cela fait apparaître dans le système deux domaines aux comportements opposés. Dans le premier, la présence des sillons augmente la

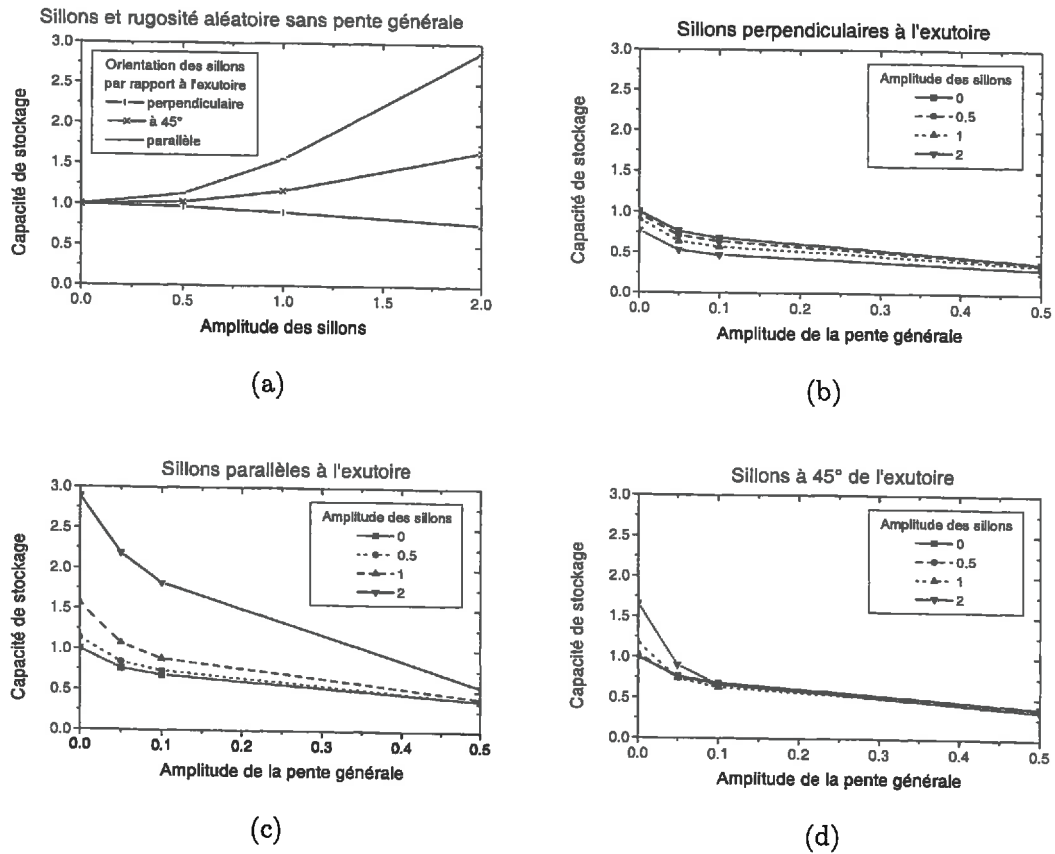


FIG. 4.8 – Évolution de la capacité de stockage en fonction de l'orientation de la rugosité orientée et des amplitudes relatives de la pente générale et de la rugosité orientée.

capacité de stockage, alors que dans le second, leur présence la fait diminuer. Dans le cas précis de l'orientation à 45° du bord libre, la capacité de stockage totale augmente avec l'amplitude (fig. 4.8(a)). Les deux domaines existent bien, mais celui avec des sillons fermés domine.

Au vu de l'évolution de la capacité de stockage avec l'orientation des sillons, on peut prédire qu'il existe, pour une pente générale nulle, une orientation particulière comprise entre 0 et 45° pour laquelle l'amplitude des sillons ne modifie pas le volume stocké maximal. Pour ce cas particulier, la diminution de volume entraînée par les sillons ouverts est compensée par l'augmentation due aux sillons fermés.

4.3.2.2 Cas avec pente générale

Combinée avec la seule rugosité aléatoire, la pente générale fait diminuer la capacité de stockage. Lorsqu'une rugosité orientée est ajoutée, il apparaît une diminution systématique de la capacité de stockage quelle que soit son orientation (fig. 4.8(b), 4.8(d) et 4.8(c)). Dans tous les cas, la pente générale fait donc diminuer le volume des dépressions (la seule condition étant que la pente générale est orientée vers le bord libre).

4.3.3 Dynamique du ruissellement

Nous venons d'examiner les effets de la rugosité orientée sur la capacité de stockage. Il s'agit maintenant de voir ses conséquences sur le développement des connexions entre dépressions. Pour ne tenir compte que de cet effet, dans chaque cas, le volume ajouté a été normalisé à la capacité de stockage de la surface.

4.3.3.1 Cas sans pente générale

Comme auparavant, trois directions de rugosité orientée sont examinées pour différents rapports d'amplitude. Dans chaque cas, le coefficient de ruissellement et la distance de connexion sont mesurés (fig. 4.9). Afin de bien détailler l'origine des comportements, des exemples d'évolution de la géométrie des aires drainées sont montrés pour le cas d'une forte amplitude de la rugosité orientée (fig. 4.10, 4.11 et 4.12).

Rugosité orientée perpendiculaire au bord libre

Voir fig. 4.9(a), 4.9(d) et 4.10.

Le seuil d'apparition du ruissellement à l'aval est d'autant plus étalé que la rugosité orientée a une forte amplitude ; de même pour la distance de connexion. Sur les images des aires drainées, on voit que les connexions se développent à l'intérieur des sillons, tout d'abord perpendiculairement à eux puis dans leur direction. Pour le cas figuré, l'amplitude des sillons étant forte, aucune

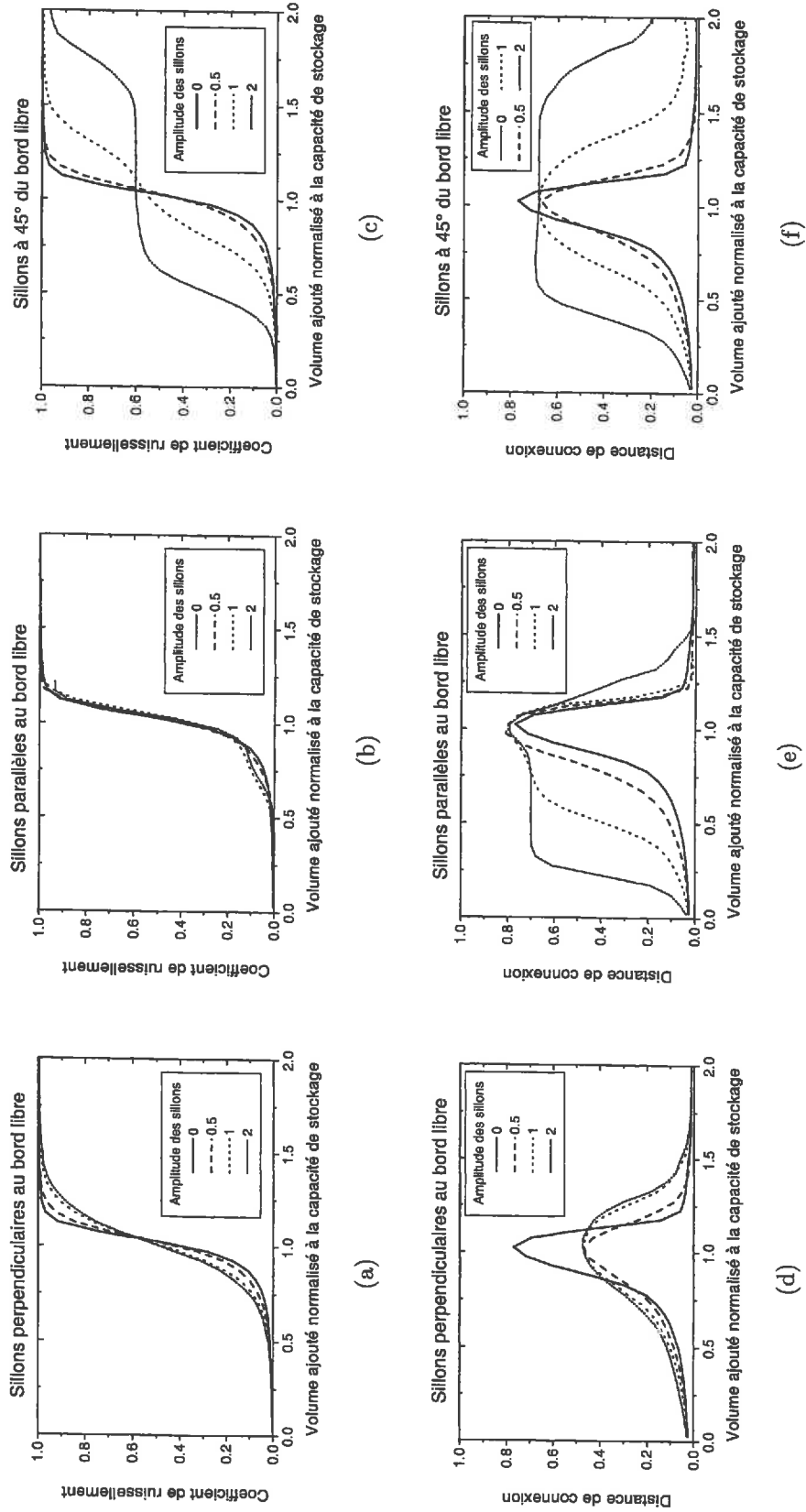


FIG. 4.9 – Évolutions du coefficient de ruissellement et de la distance de connexion en fonction de l'orientation et de l'amplitude des sillons, pour une pente générale nulle.

connexion latérale entre sillons ne se développe. Nous nous retrouvons avec huit sous-systèmes juxtaposés évoluant indépendamment. Si nous avons étudié un système plus petit ne contenant qu'un seul sillon, les mêmes résultats auraient été trouvés. Cela rejoint l'étude précédente envisageant l'effet de la taille du système sans infiltration : plus le système est petit, plus le seuil est large (voir §3.2.3.2, page 47). Pour les faibles amplitudes, l'élargissement du seuil est moins important car des connexions latérales entre sillons peuvent apparaître ; les huit sous-systèmes sont alors moins indépendants. La présence de la rugosité orientée favorise les connexions dans le sens des sillons par rapport aux connexions latérales entre sillons. De ce fait, les aires drainées non connectées sont plus petites, entraînant des distances de connexions maximales inférieures au cas sans rugosité orientée.

Rugosité orientée parallèle au bord libre

Le coefficient de ruissellement n'est quasiment pas affecté ; la dynamique, vue de l'extérieur du système, est identique quelle que soit l'amplitude de la rugosité orientée (fig. 4.9(b)). Par contre, du point de vue des transferts internes, de grands contrastes apparaissent (fig. 4.9(e)). La distance maximale de connexion est peu affectée. Par contre, une forte dissymétrie apparaît. De fortes distances de connexion peuvent être atteintes pour de faibles volumes ajoutés normalisés et persister jusqu'au seuil. Au-delà de celui-ci, les distances de connexion décroissent de façon presque identique. Ce comportement contrasté s'éclaire lorsque l'on considère les images des aires drainées (fig. 4.11). Les premières étapes sont identiques au cas des sillons perpendiculaires au bord libre : la croissance interne des aires drainées est tout d'abord perpendiculaire aux sillons, puis parallèle à eux. Ensuite, l'orientation des sillons par rapport au bord libre intervient dans cette dynamique. Chaque sillon n'est plus représenté que par une unique aire drainée. Il a fallu un volume d'eau assez faible par rapport à la capacité de stockage pour atteindre cet état : les talwegs des sillons sont inondés, mais le niveau de l'eau est encore loin des crêtes. Il faut alors rajouter une quantité d'eau non négligeable pour remplir les sillons, expliquant ainsi la longueur du palier. Le palier est atteint lorsque le volume ajouté permet l'apparition d'une aire drainée unique par sillon. Sa longueur dépend alors du volume nécessaire pour atteindre le débordement des sillons. Jusqu'à ce stade, les huit sillons ont fonctionné indépendamment. Ces huit sous-systèmes fusionnent alors entre eux et avec le bord libre. Ces fusions internes font temporairement augmenter la distance de connexion avant que celle-ci ne décroisse par disparition des aires drainées non connectées à l'aval. Comme il y a eu peu de sortie d'eau, la fusion s'effectue au moment où le volume ajouté est égal à la capacité de stockage.

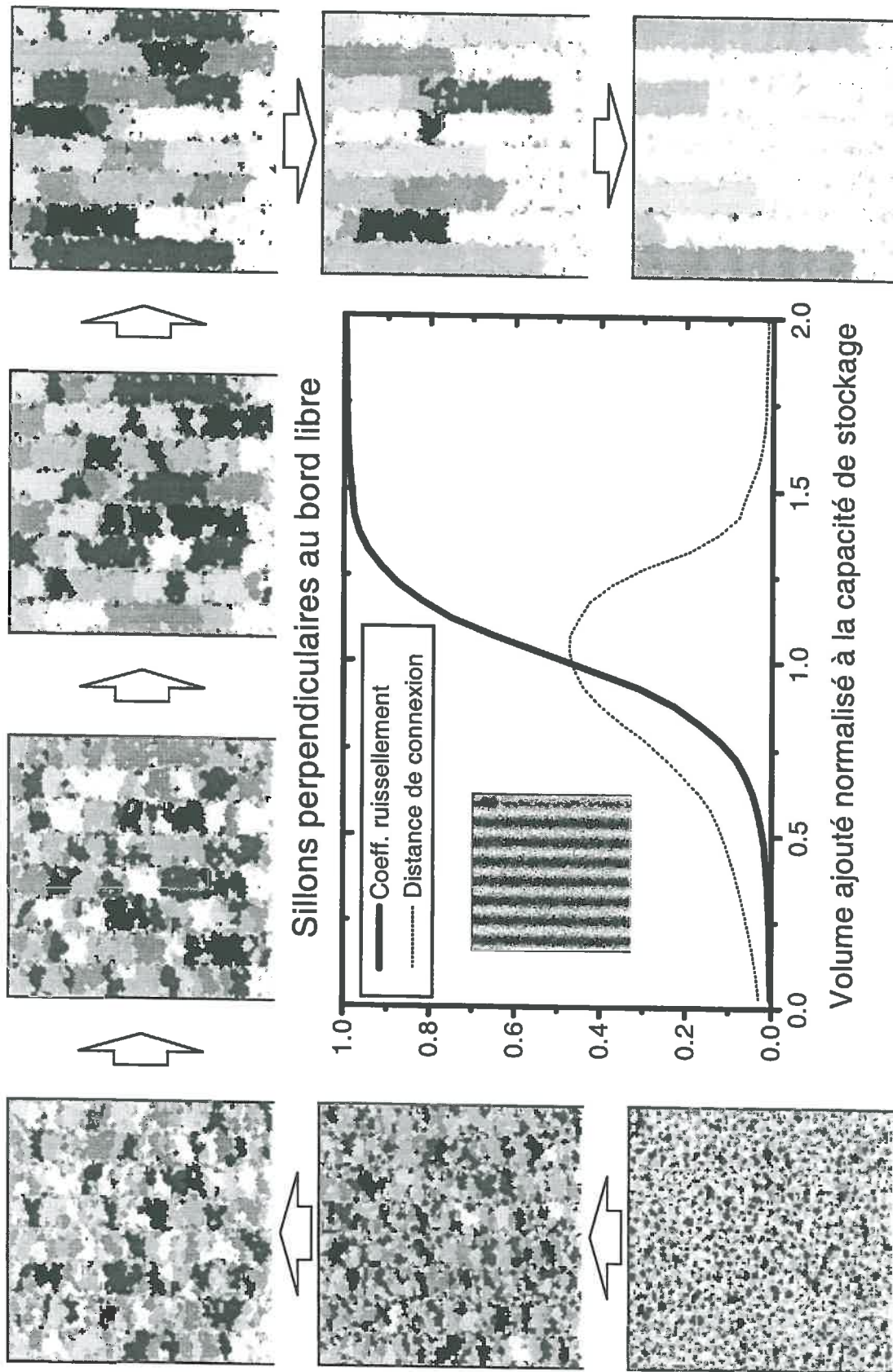


FIG. 4.10 – Un exemple d'évolution de la géométrie des aires drainées dans le cas de sillons perpendiculaires au bord ouvert. L'amplitude des sillons est de 2; la pente générale est nulle. Les bords fermés sont en noir, l'aire drainée connectée au bord ouvert est en blanc, les aires drainées non connectées sont en niveaux de gris. Les courbes sont une moyenne sur cent réalisations.

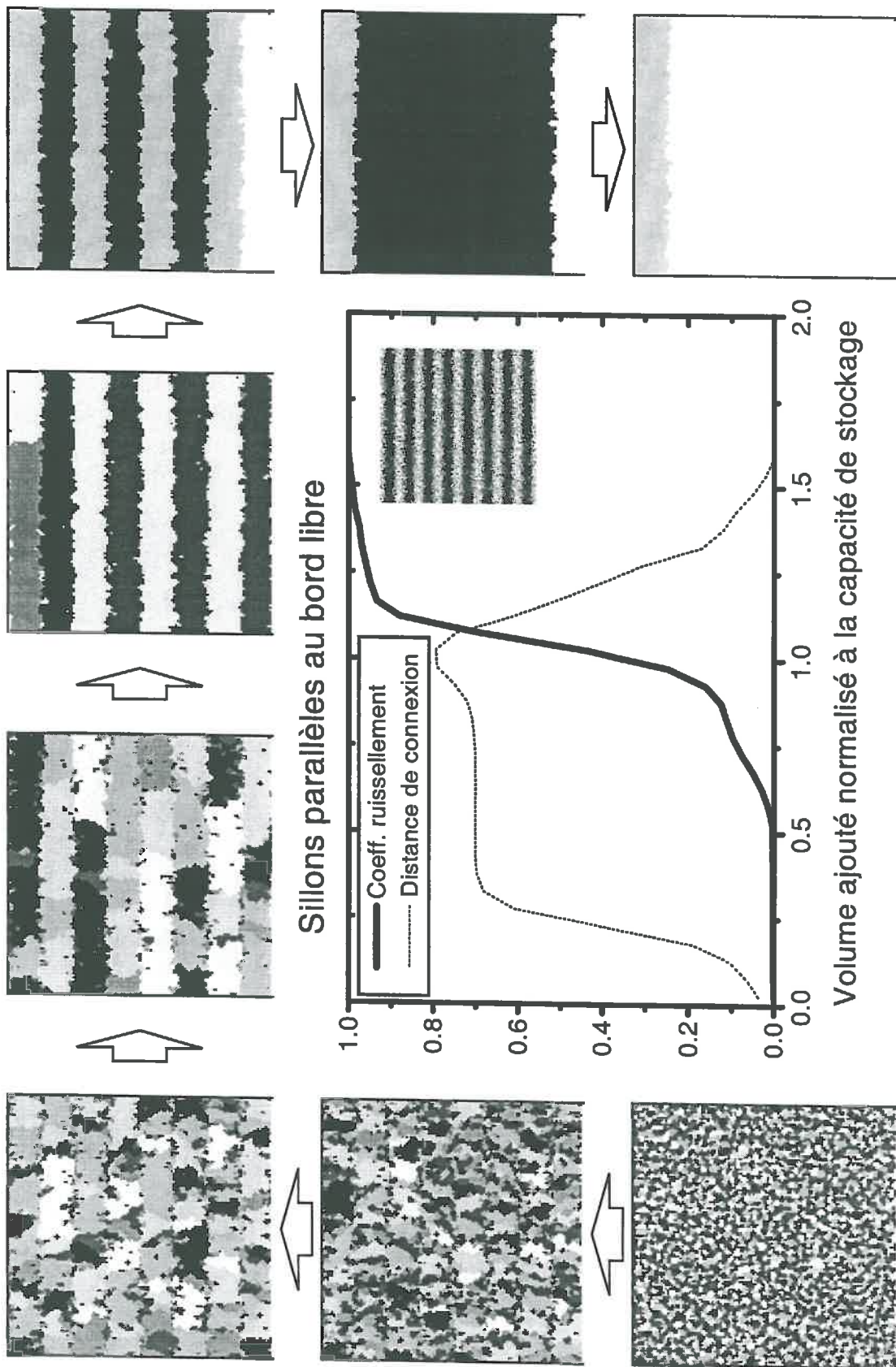


FIG. 4.11 – Un exemple d'évolution de la géométrie des aires drainées dans le cas de sillons parallèles au bord ouvert. L'amplitude des sillons est de 2 ; la pente générale est nulle. Les bords fermés sont en noir, l'aire drainée connectée au bord ouvert est en blanc, les aires drainées non connectées sont en niveaux de gris. Les courbes sont une moyenne sur cent réalisations.

Rugosité orientée à 45° du bord libre

Pour une rugosité orientée à 45° du bord libre, nous avons observé lors de l'étude de la capacité de stockage que deux domaines existaient à l'intérieur du système (voir § 4.3.2.1, page 91). L'existence de ces deux domaines se retrouve aussi en terme de dynamique du ruissellement (fig. 4.9(c) et 4.9(f)). Comme précédemment ces deux domaines sont d'autant plus apparents que l'amplitude des sillons est importante. Ils se traduisent par un palier intermédiaire du coefficient de ruissellement, ce qui donne naissance à deux seuils. La distance de connexion voit tout d'abord sa valeur augmenter rapidement jusqu'à se stabiliser puis décroître pour des volumes ajoutés notablement supérieurs à la capacité de stockage. Ces comportements sont explicités par les images de la figure 4.12. Comme précédemment, dans un premier stade, nous retrouvons la dynamique interne aux sillons : croissance des aires drainées perpendiculairement puis parallèlement à leur direction. C'est au moment où ils se connectent longitudinalement sur de grandes distances que la différenciation entre domaines apparaît. Les sillons ouverts se connectent rapidement à l'aval (premier seuil du coefficient de ruissellement), alors que les sillons fermés doivent attendre d'être remplis jusqu'à leurs crêtes (palier intermédiaire) avant de fusionner entre eux et avec le bord libre (second seuil). Contrairement au cas précédent, la courbe d'évolution de la distance de connexion est symétrique de part et d'autre de la valeur 1 ; sa partie ascendante étant liée aux sillons ouverts, sa partie descendante aux sillons fermés.

4.3.3.2 Effet de la pente générale

Il s'agit à présent d'examiner l'effet de la pente générale sur le ruissellement lorsque les trois types de rugosité sont combinés (fig. 4.13). Pour cela, nous avons conservé les amplitudes des rugosités aléatoire et orientée ; seule l'amplitude de la pente générale varie. Le cas d'une pente générale nulle est pris comme référence. Déjà présenté en figure 4.9, il correspond à une amplitude relative des sillons égales à l'unité.

L'effet de la pente générale n'apparaît pas très différent du cas où elle n'était combinée qu'à la seule rugosité aléatoire (voir §4.2.3.2, page 82). Quelle que soit l'orientation de la rugosité orientée, la pente générale induit un étalement et une apparition plus précoce des seuils. La présence de la rugosité orientée n'est plus perceptible aux plus fortes amplitudes de la pente générale.

4.4 Discussion

4.4.1 Effets des différents types de rugosité

Maintenant que nous avons étudié l'effet des différents types de rugosité sur le ruissellement par l'intermédiaire du stockage dans les dépressions, nous

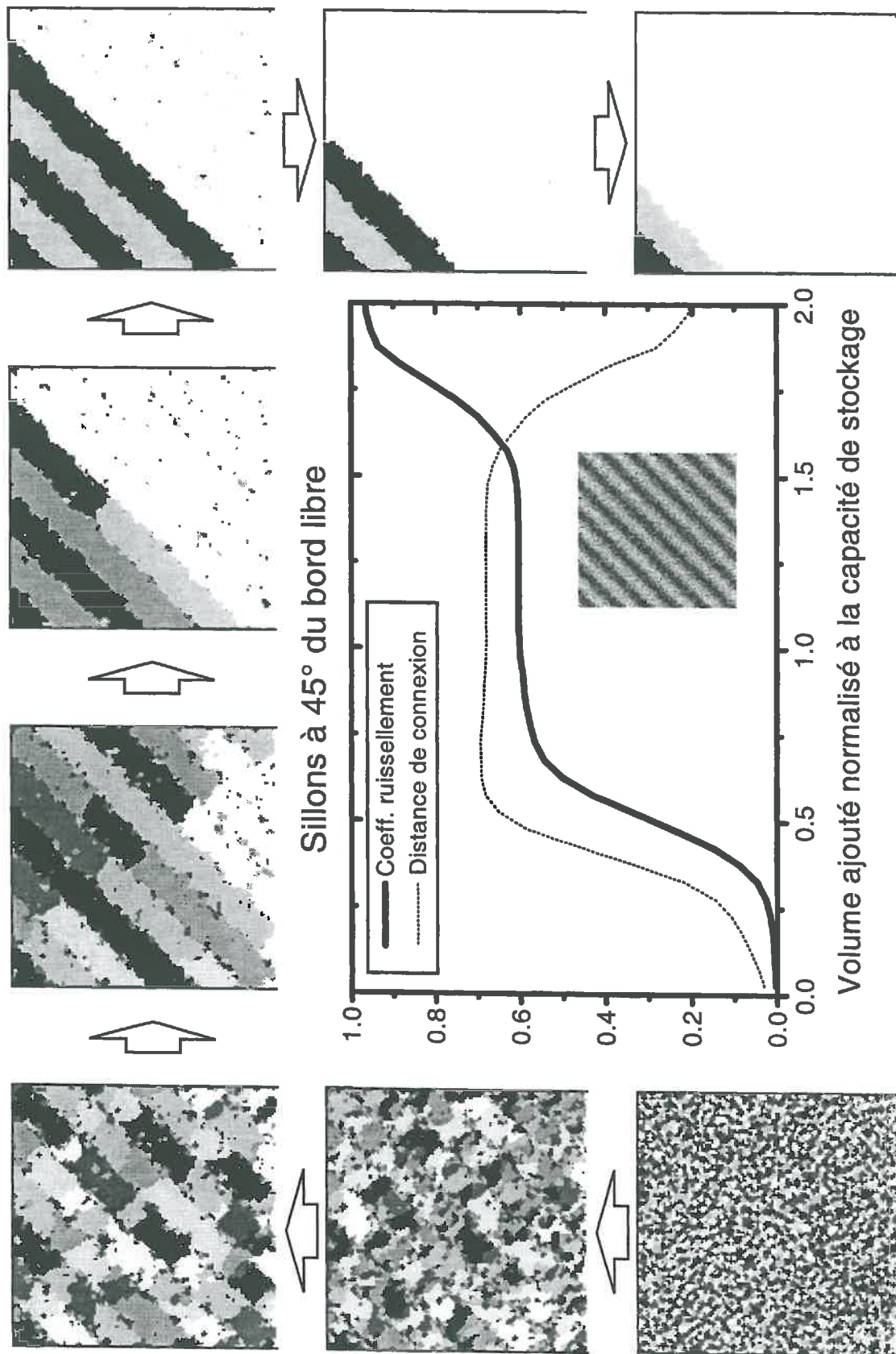


FIG. 4.12 – Un exemple d'évolution de la géométrie des aires drainées dans le cas de sillons à 45° au bord ouvert. L'amplitude des sillons est de 2,0 ; la pente générale est nulle. Les bords fermés sont en noir, l'aire drainée connectée au bord ouvert est en blanc, les aires drainées non connectées sont en niveaux de gris. Les courbes sont une moyenne sur cent réalisations.

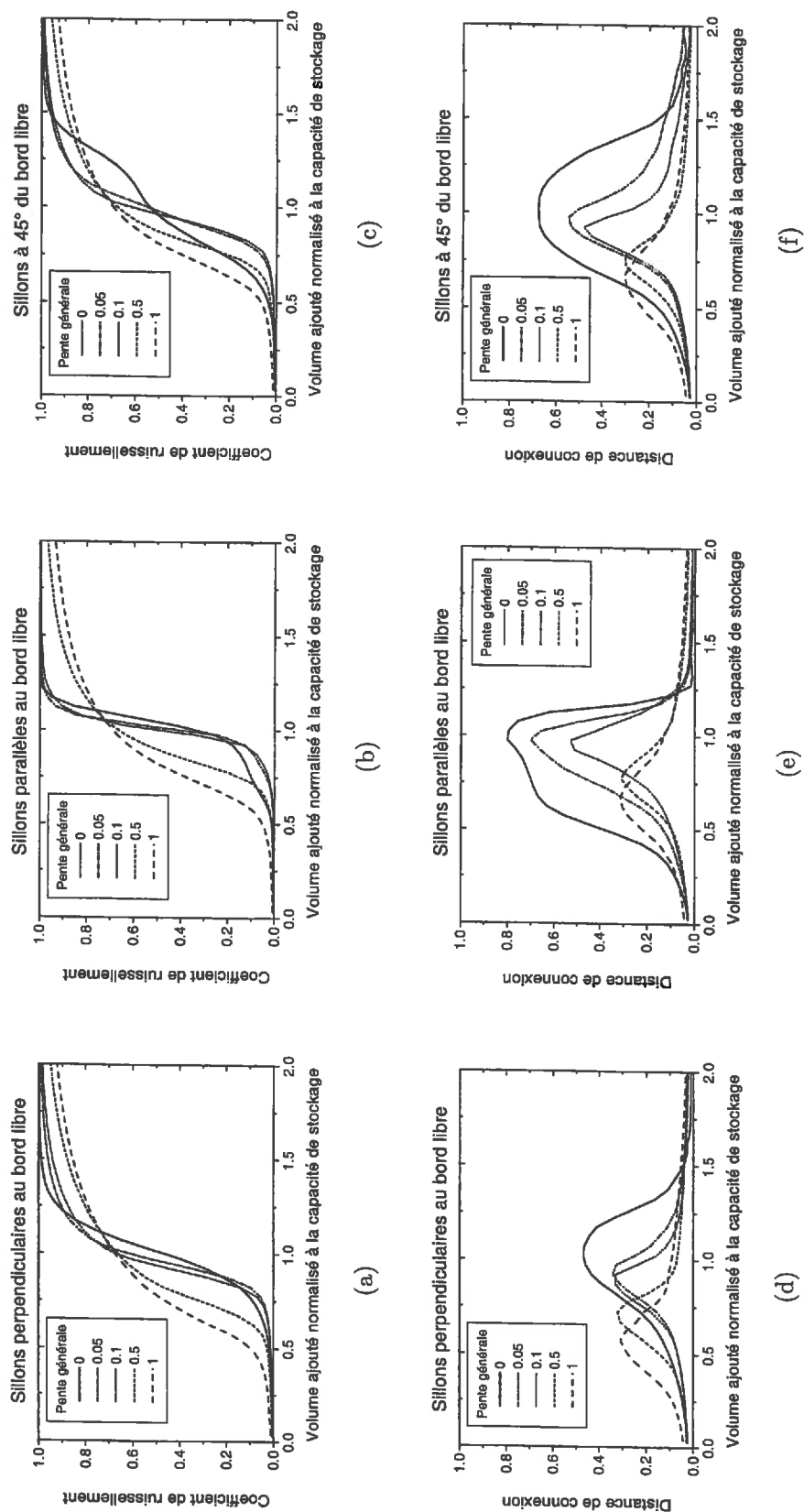


FIG. 4.13 – Évolutions du coefficient de ruissellement et de la distance de connexion en fonction de l'orientation des sillons et de la pente générale. Les amplitudes des rugosités aléatoire et orientée sont constantes et égales à 1.

sommes à même d'en faire un bilan.

La rugosité aléatoire

La rugosité aléatoire se caractérise par son absence d'orientation préférentielle. En conséquence, elle ne favorise pas le développement de connexions dans des directions privilégiées. On peut la décrire par deux paramètres : son amplitude et sa distance de corrélation. Les corrélations qui peuvent exister à courte distance, si elles affectent bien la capacité de stockage, ne modifient ni la distance de connexion, ni le coefficient de ruissellement. On peut donc se limiter à un seul paramètre : l'amplitude.

La rugosité orientée

La rugosité orientée a été décrite par une sinusoïde. Si ses deux extrémités sont fermées, la sinusoïde augmente la capacité de stockage. Au contraire, si au moins une des extrémités est ouverte, elle tend à la faire diminuer. De part son anisotropie, elle favorise des directions privilégiées de connexion et modifie donc les transferts d'eau. La rugosité orientée a donc un effet sur le stockage et sur la direction des transferts.

La pente générale

La description de la pente générale a été limitée à un plan incliné vers le bord libre. Elle a toujours pour effet de diminuer les capacités de stockage, d'accélérer le déclenchement du ruissellement (apparition plus précoce, mais connexion totale plus tardive) et de diminuer les distances de transferts internes (sauf dans le cas où elle domine outrageusement les autres rugosités). À partir de cette description simplifiée, on pourrait, sans trop de difficultés, étendre le raisonnement aux successions convexités-concavités dans le sens de la pente en les traitant comme une succession de plans.

Même si l'effet des rigoles n'a pas été étudié, nos connaissances sur les effets des différentes rugosités nous permettent de préciser son rôle. Les rigoles agissent probablement comme autant de courts-circuits. Elles créent des connexions à longues distances à l'intérieur du système ou au bord libre (pour les rigoles qui l'atteignent). Elles vont donc avoir pour effet d'augmenter les distances de transferts de l'eau dans des directions particulières. Par les redistributions qu'elles conditionnent, il est probable qu'elles vont favoriser la connexion de certaines portions de surface par rapport à d'autres.

4.4.2 Importance des conditions aux limites

Toutes les simulations présentaient les mêmes conditions aux limites : trois bords fermés et un bord libre. Bien que ce soit les conditions toujours présentes lors d'expérimentations, leurs effets ne sont habituellement pas discutés.

Leur importance pour les processus de transfert d'eau nous est clairement apparue lors de l'étude de la rugosité orientée. En fonction de leurs conditions

aux limites, les sillons peuvent augmenter ou diminuer la capacité de stockage et modifier la dynamique de déclenchement du ruissellement.

Un système constitué uniquement d'une sinusoïde avec quatre bords libres pour conditions aux limites ne stocke aucun volume, et ce quelle que soit la pente générale. En elle-même, la rugosité orientée, telle que nous l'avons définie, a une capacité de stockage nulle. Pour que de l'eau persiste à l'intérieur du système, il faut soit la présence de bords fermés, soit l'existence d'une rugosité aléatoire.

La capacité de stockage est généralement exprimée en unité de volume par unité de surface. Pour l'évaluer, on mesure tout d'abord le modèle numérique de terrain de la surface avant de calculer le volume des dépressions. En fait, la capacité de stockage d'une surface n'est pas aussi facile à évaluer qu'il y paraît aux premiers abords. En effet, quelle que soit la méthode utilisée (Ullah et Dickinson, 1979 ; Planchon³, 1998), des conditions aux limites doivent être imposées. Si l'on utilise quatre bords ouverts, les flaques aux limites du MNT verront leurs volumes sous-évalués. Pour certaines dépressions « internes », le point le plus bas du contour est pris à l'intérieur du MNT. Cependant, il se peut, par le jeu de l'emboîtement des dépressions, que l'on sous-évalue leur volume, leur limite « vrai » pouvant être à l'extérieur du MNT.

Il est bien sûr possible d'imposer d'autres conditions aux limites, tels des bords fermés. Chaque bord fermé permet le remplissage de dépressions n'apparaissant que partiellement sur le MNT. Utilisé des bords fermés semble donc permettre de moins sous-évaluer la capacité de stockage. Cependant, si l'on utilisait quatre bords fermés comme conditions aux limites, la capacité de stockage ne serait plus définie ! En effet, le système pourrait alors stocker une quantité d'eau infinie.

Fondamentalement, puisque l'on est incapable de reproduire les vraies conditions aux limites, ne disposer que d'une portion de la surface empêche de mesurer la vraie capacité de stockage. On peut au mieux l'estimer, et ce même en ayant résolu les problèmes de représentation de la surface évoqués en début de chapitre.

En conclusion, les conditions aux limites sont déterminantes. Elles sont une des caractéristiques du système qu'il convient de ne pas négliger quant à leurs effets sur les résultats. On aura donc intérêt à considérer la présence de fossés, talus, dérayures et fourrières en limite des parcelles.

4.4.3 Échelles caractéristiques

Au cours de cette deuxième partie, nous avons vu que les différentes rugosités modifiaient la croissance des aires drainées de façon bien déterminée.

3. PLANCHON O. (soumis déc. 1998). An efficient method for calculating depression storage capacity. Dans Auzet V., Poesen J. et Valentin C. (éditeurs), *Soil pattern as a key factor of water and/or wind erosion*, Catena special issue, soumis pour publication.

Le comportement général est déterminé par les différentes échelles caractéristiques rencontrées. Ces dernières sont encadrées par une borne supérieure et une borne inférieure. La plus courte distance possible est celle du point élémentaire de la grille. C'est cette échelle qui conditionne la taille des dépressions élémentaires. La plus grande distance possible correspond à la diagonale du système.

Les corrélations de la rugosité aléatoire ne modifient le comportement global que lorsqu'elles sont de l'ordre de grandeur du système. La rugosité aléatoire d'un sol n'est corrélée qu'à une distance de l'ordre du décimètre. Considérant la taille des systèmes que nous étudions, nous avons pu les négliger. La rugosité orientée possède deux dimensions caractéristiques : la largeur des sillons et leur longueur (liée à celle du système). Quant à la pente générale, elle n'a pas de dimension propre. C'est seulement la taille du système qui limite son extension.

L'effet de chaque objet a été bien montré précédemment (fig. 4.10, 4.11 et 4.12). Lorsque l'ajout d'eau débute, ce sont les dépressions élémentaires qui conditionnent les distances de transfert. À ce stade, c'est la rugosité aléatoire qui contrôle le fonctionnement global. Les aires drainées croissent ensuite perpendiculairement aux sillons (contrôle par leur largeur), puis parallèlement à eux (contrôle par leur longueur). En fonction de leurs orientations par rapport aux conditions aux limites, deux domaines de tailles différentes peuvent apparaître. Enfin, lorsque le système est majoritairement connecté à l'exutoire, c'est la taille du système qui contrôle les transferts. On identifie donc cinq échelles caractéristiques contrôlant successivement la dynamique du ruissellement :

- taille des dépressions ;
- largeur des sillons ;
- longueur des sillons ;
- taille des domaines (si plusieurs) ;
- taille du système.

Ce schéma est valable pour un cas moyen, c'est-à-dire présentant un certain équilibre entre les différentes composantes de la rugosité. Ce sont les amplitudes relatives des différentes rugosités qui vont favoriser l'expression de certaines échelles caractéristiques par rapport à d'autres.

4.4.4 Exemple d'utilisation des rapports d'amplitude

Nous avons étudié des combinaisons de rugosité sans nous soucier du réalisme des situations. Cette approche se justifie dans le cadre d'une meilleure compréhension des processus. Même si certains cas sont irréalistes ou anecdotiques (c'est-à-dire s'ils se trouvent au-delà du domaine d'application usuel), les envisager permet de mieux dégager les effets respectifs des composants étudiés.

Ce n'est qu'une fois une telle approche effectuée, qu'il est judicieux d'appliquer les connaissances obtenues à des cas particuliers. À titre d'exemple, nous

allons prendre une parcelle expérimentale type Wischmeier ($22,1 \text{ m} \times 10 \text{ m}$). Dans le cas d'un labour dans le sens de la pente, on peut considérer une taille caractéristique des mottes égale à 10 cm, une rugosité orientée de 50 cm de largeur et de 15 cm d'amplitude. Nous choisissons une pente générale égale à 2% (tabl. 4.2).

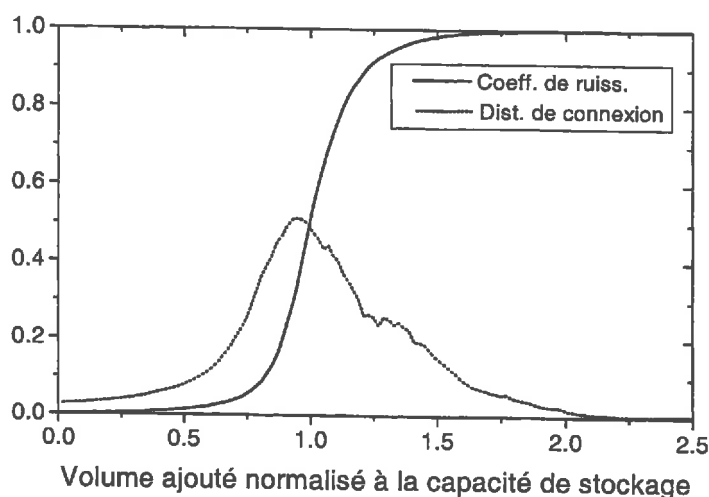
TABL. 4.2 – Exemple de dimensionnement des différentes échelles caractéristiques.

Échelle	Rugosité aléatoire	Rugosité orientée		Dimensions du système		Pente générale
		largeur	amplitude	longueur	largeur	
absolue	10 cm	50 cm	15 cm	22,1 m	10 m	2%
relative	1	5	1,5	221	100	0,02

Comme dans les précédents chapitres, on prend la rugosité aléatoire en référence et d'amplitude égale à l'unité. La largeur de la rugosité orientée est cinq fois celle de la rugosité aléatoire et son amplitude une fois et demi. On fait de même pour la taille du système (qui s'exprime alors en points de grille). Si, comme dans l'exemple, la pente générale est exprimée en pourcentage, sa valeur est déjà en échelle relative.



(a)



(b)

FIG. 4.14 – Résultats du modèle pour un cas particulier.

(a) Image d'une des surfaces utilisées pour simuler la rugosité d'un labour.

(b) Coefficient de ruissellement et distance de connexion (moyenne sur 100 réalisations).

Par ce moyen, il est possible de simuler le comportement d'une telle surface (fig. 4.14). À terme, il serait toutefois plus judicieux d'éviter l'étape de simu-

lation. Pour cela, on pourrait paramétrer les courbes volume ajouté-coefficient de ruissellement et volume ajouté-distance de connexion. On pourrait ensuite se baser sur celles-ci pour estimer le comportement d'une situation particulière à étudier.

4.4.5 La distance de transfert : une notion clef

Au cours de ce travail, la distance de connexion a été prise comme estimateur de la distance de transfert de l'eau à l'intérieur du système. Il apparaît que des dynamiques externes similaires peuvent être associées à des dynamiques internes différentes. Autrement dit, pour une évolution donnée du coefficient de ruissellement, il n'existe pas nécessairement une évolution unique de la distance de transfert.

En connaissant seulement la courbe de déclenchement du ruissellement, on ne peut pas retrouver celle de la distance de connexion. Ceci est vrai si l'on dispose de l'ensemble de la courbe caractéristique, et donc, *a fortiori*, si l'on n'en possède qu'une connaissance partielle (pluie de durée insuffisante par exemple).

Même si des relations existent nécessairement entre dynamiques interne et externe, il semble impossible de remonter aux transferts internes en n'ayant uniquement des connaissances sur la dynamique externe. Ce n'est probablement pas la situation qu'auraient préférée les hydrologues. Ils auraient certainement souhaiter caractériser l'ensemble du système à partir des seules mesures effectuées à l'exutoire. Les contrastes de comportement entre l'extérieur et l'intérieur sont une notion supplémentaire à intégrer lors des études distribuées. Cela confirme aussi la complémentarité et la pertinence des deux marqueurs utilisés : le coefficient de ruissellement et la distance de connexion.

Troisième partie

**Ruissellement et transferts
associés**

Évolution de la rugosité

Résumé

IL S'AGIT ICI de préciser l'évolution de la morphologie d'une surface sous l'effet des processus de mise en suspension, transport et dépôt.

UNE DOUBLE APPROCHE de simulation est utilisée. Dans un premier temps, des simulations expérimentales sont employées. Des séquences de pluie sont appliquées sur un bac contenant du sol. Entre chaque averse, la rugosité est mesurée. Les propriétés de celle-ci sont ensuite caractérisées grâce aux MNT obtenus. Tout comme précédemment, la notion de connexion est utilisée. Dans un second temps, et de manière moins finalisée, le modèle numérique a été modifié afin de simuler les effets de l'écoulement sur la rugosité. Des surfaces générées numériquement sont utilisées. La même méthode de caractérisation est appliquée.

L'ÉTUDE EXPÉRIMENTALE montre que les marqueurs caractérisant la morphologie générale de la surface ne sont sans doute pas capables de rendre compte de l'effet de la rugosité sur le déclenchement du ruissellement. Il semble en effet que ce soit les modifications localisées qui aient le plus d'influence (légères incisions). Bien que cette étude apporte de nouveaux éléments, la question du marqueur pertinent reste posée.

DE FAÇON COMPLÉMENTAIRE, même si elle est encore préliminaire, l'étude numérique précise le type de processus le plus à même de reproduire les observations effectuées sur les surfaces expérimentales. Cela tend à confirmer que les modifications locales sont bien responsables des comportements précédemment mis en évidence.

5.1 Approche

Le ruissellement est capable d'arracher, de transporter et de déposer des particules. Dans ce chapitre, nous allons nous intéresser aux modifications de la rugosité causées par ces transferts.

Afin d'appréhender les effets du ruissellement sur les modifications de la rugosité, nous allons utiliser deux approches complémentaires (fig. 5.1). Dans un premier temps, des surfaces mesurées sont considérées. Le protocole a consisté à créer une rugosité initiale puis à mesurer son évolution sous l'effet d'une pluie simulée en laboratoire. Les propriétés de ses surfaces ont été ensuite caractérisées numériquement en conservant le concept de connexion. La deuxième approche est purement numérique, que ce soit pour générer la surface, pour simuler l'évolution de sa morphologie ou pour, ensuite, en mesurer ses propriétés.

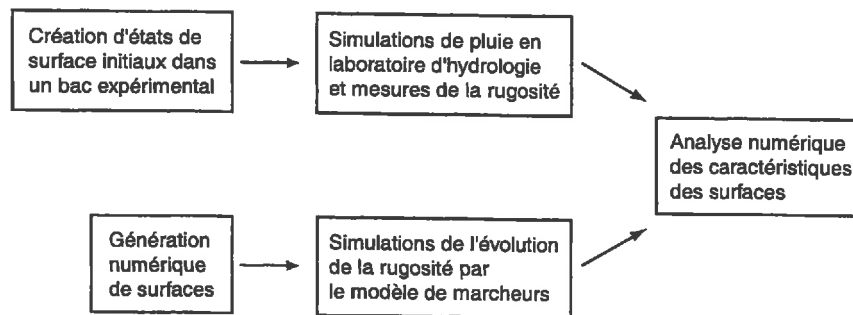


FIG. 5.1 – Les deux approches utilisées pour étudier l'évolution de la rugosité sous l'effet du ruissellement.

Alors que l'approche expérimentale permet d'étudier des cas particuliers, l'utilisation d'une chaîne numérique permet d'obtenir des résultats statistiques. L'utilisation des mêmes outils de caractérisation augmente la complémentarité des deux méthodes d'études. Elle facilite la comparaison des résultats afin de vérifier la cohérence du modèle numérique avec les simulations expérimentales.

Avant d'entamer ces deux études, nous allons dans un premier temps nous intéresser aux méthodes de mesures de la rugosité (les méthodes de génération ont été abordées en section 4.1).

5.2 Mesure de la rugosité

En hydrologie, des instruments spécifiques ont été mis au point afin de mesurer la rugosité à l'échelle du mètre avec des résolutions horizontales centimétriques à millimétriques (fig. 5.2).

Les premières mesures de rugosité considéraient des profils. Il s'agissait alors de peignes d'aiguilles coulissantes que l'on posait à la surface du sol

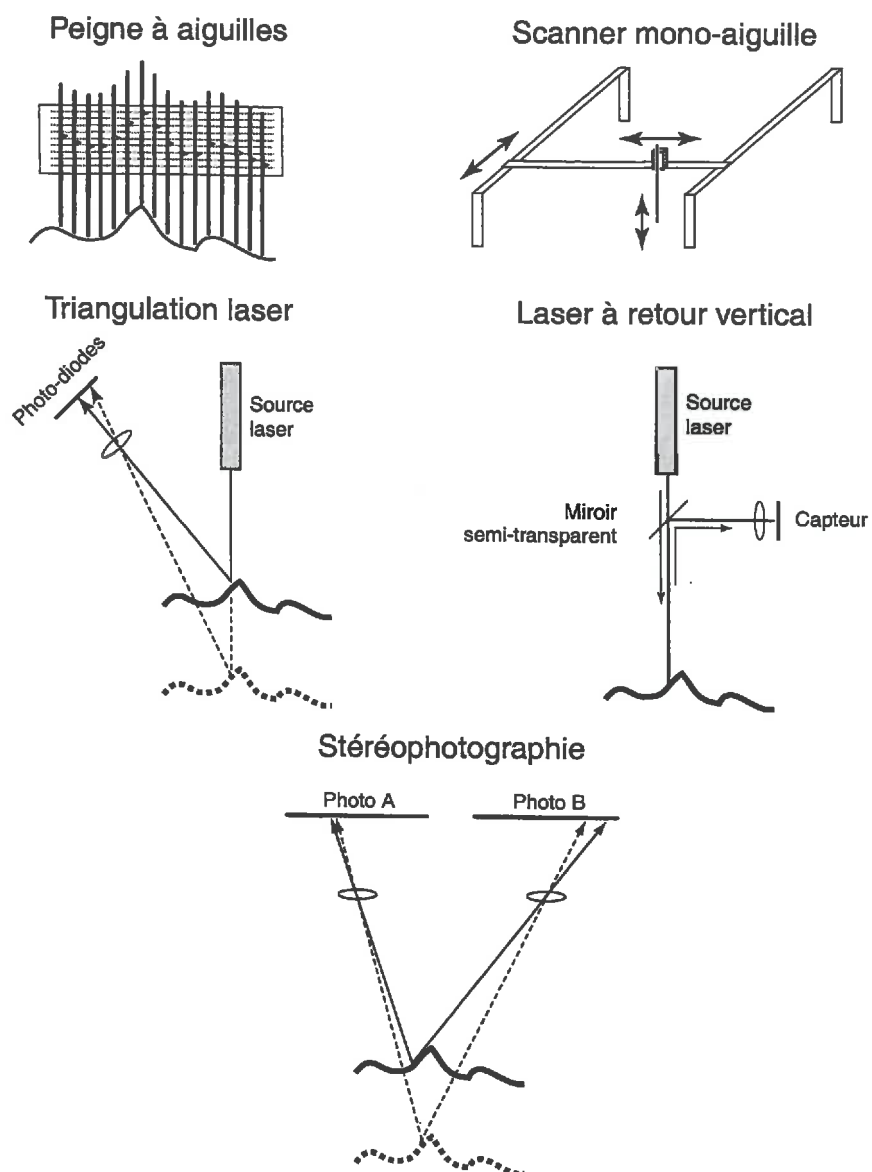


FIG. 5.2 – Les différents rugosimètres utilisés en hydrologie.

(Kuipers, 1957). L'acquisition des mesures était initialement manuelle. Afin de l'automatiser, de tels peignes ont par la suite été équipés de dispositifs électroniques (van Ouwerkerk *et al.*, 1982) ou photographiques (Cremers *et al.*, 1996). En utilisant ce type de méthode, la mesure de profils consécutifs permet d'obtenir une image de la surface.

Toujours dans le but d'automatiser les mesures, des dispositifs utilisant une seule aiguille mobile ont été mis au point. Motorisée, cette aiguille descend le long de son axe jusqu'au contact de la surface, mesurant ainsi la hauteur du point courant. Un tel instrument peut être monté sur un rail pour la mesure de profils (Whalley et Rea, 1994) ou sur un cadre dans le cas de surfaces (Currence et Lovely, 1970 ; Planchon *et al.*, 1998).

Afin d'éviter le contact avec la surface, des dispositifs utilisant un laser sont apparus. Le laser illumine un point précis de la surface. Par triangulation entre la source du laser, le point éclairé et une rangée de photodiodes, il est possible de retrouver les altitudes (Huang *et al.*, 1988 ; Huang et Bradford, 1990b ; Flanagan *et al.*, 1995 ; Pardini et Gallart, 1998). La triangulation est sensible aux effets de masquage (agrégat entre la tâche du laser et les photodiodes par exemple). Bertuzzi *et al.* (1990a) ont mis au point un dispositif ne présentant pas cet inconvénient. Montés sur un bâti adéquat, ces instruments acquièrent des profils successifs permettant de reconstituer des surfaces.

Le contact entre le dispositif de mesure et la surface peut aussi être évité en utilisant des couples de photographies d'une même surface prises sous des angles différents. En se basant sur le principe de la stéréoscopie, les altitudes peuvent être calculées. Largement appliqué dans le cas de photos aériennes, un tel dispositif est tout aussi valable pour des surfaces de l'ordre du mètre carré. Il a d'ailleurs déjà été utilisé au laboratoire de science du sol de l'INRA de Rennes (Bruneau et Gascuel-Oudou, 1990). L'identification des points homologues, et donc la mesure des altitudes, est traditionnellement manuelle (Sneddon et Lutze, 1989 ; Warner, 1995). Cette décennie a vu l'apparition de logiciels automatisant cette longue procédure (Helming *et al.*, 1992 ; Chandler, 1999).

5.3 Modélisation expérimentale et analyse numérique

Ce sous-chapitre est constitué d'un article soumis à Catena. En se basant sur des surfaces mesurées, il apporte de nouveaux éléments concernant l'interaction entre rugosité et écoulement. Il permet d'ouvrir la discussion sur les marqueurs utilisés pour caractériser la microtopographie.

L'ensemble des mesures ont été acquises au National Soil Research Laboratory (USDA-ARS, Purdue Univ., West Lafayette, IN, USA). Ce travail n'aurait pas été réalisé sans le soutien de Chi-hua HUANG, professeur au sein de ce laboratoire. Suite à un échange de courriers électroniques, il a en effet proposé de m'accueillir afin que j'effectue les expériences nécessaires. Je tiens à le remercier vivement pour son accueil et son soutien.

Evolution of soil surface roughness and flowpath connectivity in overland flow experiments

F. Darboux^(1,2) Ph. Davy⁽¹⁾ C. Gascuel-Oudou⁽²⁾
C. Huang⁽³⁾

December 13, 1999

⁽¹⁾ Géosciences Rennes, UPR CNRS 4661, Campus de Beaulieu, Univ. Rennes 1,
F-35042 Rennes Cedex, France

⁽²⁾ Unité Sol-Agronomie de Rennes-Quimper, INRA, 65, rue de St-Brieuc, F-35042
Rennes Cedex, France

⁽³⁾ National Soil Erosion Research Laboratory, USDA-ARS, Purdue Univ., Bldg.
SOIL, West Lafayette, IN 47907, USA

Darboux F.: Fax: (33) 2 99 28 60 88, email: Frederic.Darboux@univ-rennes1.fr
Davy Ph.: Fax: (33) 2 99 28 60 88, email: Philippe.Davy@univ-rennes1.fr
Gascuel-Oudou C.: Fax: (33) 2 99 28 54 30, email: cgascuel@roazhon.inra.fr
Huang C.: Fax: (1) 765 494-5948, email: chihua@ecn.purdue.edu

Article soumis à Catena en décembre 1998

Abstract

During rainfall events, surface roughness affects runoff generation by providing surface storage in the depressions and altering the flow direction on the surface. The process of runoff initiation, or triggering, involves the gradual filling of individual depressions and the connection of those overflowing depressions toward the outflow boundary. Although studies have been conducted to relate surface roughness to total depression storage, little work has been done in quantifying the roughness effects on runoff initiation. The study examines the role of surface roughness on overland flow triggering in interrill areas. Laboratory experiments were conducted on a 2.4-m $\times$ 2.4-m soil box exposed to a sequence of four rainfall events with treatments including two levels of initial roughness and two slope gradients. Surface microtopography was digitised by a laser scanner before and after each rainfall event. Soil roughness was analysed by the variogram and its role in runoff triggering was evaluated using a numerical model that gradually fills depressions with a conditioned-walker method. Experimental variograms showed a gradual lowering of semivariances in a homothetic way after each additional rainfall, indicating that all roughness scales are affected similarly. All variograms showed a distinct topographic correlation length that can be related to depressional storage capacity. The linear relationship between these two variables also has a threshold roughness term below which the storage capacity tends to zero. Analyses of the runoff triggering showed that a small modification of micro-topographic structure had a major effect on runoff initiation. Even if the storage capacity is an important parameter of the runoff characteristics, large differences are observed between initial stages of each experiment and final stages. We attributed these differences to the creation of preferential connections between topography depressions due to the material redistribution. Since the variogram analysis may not be sensitive toward the development of preferential flow path in a local scale, additional methodologies, such as the conditioned-walker analysis used in this study, need to be incorporated in quantifying the role of surface microtopography on the dynamics of runoff generation.

Keywords: microtopography, roughness, runoff, connectivity, variogram, storage capacity

5.3.1 Introduction

Roughness is one of the major parameters controlling overland flow. The roughness effects depend on the scales of processes involved. At mm to cm scales, soil roughness reduces flow velocity and the roughness effect is usually incorporated in the friction term such as Darcy-Weisbach's, Manning's or Chezy's coefficients (Baird et al., 1992; Grayson and Moore, 1992; Scoging

et al., 1992). At the decimetre scale, surface clods, ridges, mounds and depressions define the roughness property. Since water storage in depressions delays overland flow triggering, quantification of storage capacity (i. e. total volume of depressions) has been a subject of numerous researches (Langford and Turner, 1972; Mitchell and Jones, 1976; Gayle and Skaggs, 1978; Huang and Bradford, 1990; Mohamoud et al., 1990). At length scales greater than several decimetres, roughness effects on flow path become significant.

Runoff generation is a spatially distributed process. Surface morphology, in both macro and micro scales, controls the surface flow routing. At the beginning of a rainfall, water infiltrates. If rainfall intensity exceeds infiltration rate, free water remains on the surface and partly fills depressions. At this stage, runoff is limited because water cannot reach the outflow boundary. If rain persists with an intensity higher than the infiltration rate, puddles progressively overflow and either feed adjacent depressions or connect to the outflow boundary, thus contributing to runoff. With addition of rainwater, more and more depressions are connected and a network of flow paths is eventually formed. For a defined rainfall intensity-infiltration rate ratio, the flux at the outflow is then directly related to the drainage area connected to the outflow boundary, a geometrical notion that depends on both the topography and the quantity of water stored on the surface. The runoff generation is further complicated by the modification of soil surface conditions. They are controlled by numerous processes among which erosion and sedimentation.

Surface routing of water in interrill areas has not been extensively studied due to the difficulty of acquiring data with a high resolution over sufficiently large surface areas. Moore and Larson (1979) showed that flow paths affects puddle filling and runoff triggering. While it was commonly assumed runoff occurs only after depression storage is satisfied, it appeared some runoff occurs concurrently with depression filling. Using Digital Elevation Models (DEMs) with 15-cm $\times$ 1.3-cm resolution for an area of 0.9-m $\times$ 1.5-m, Onstad (1984) showed that the rain amount needed to fill all depressions was greater than the storage capacity. Indeed, they confirmed that a certain amount of water contributes to the runoff while depressions are still filling. Basically, storage capacity is a mean depression volume per unit area. Because overland flow begins before the complete filling of depressions, the storage capacity is not a good predictor for overland flow genesis. Using 2.6-m $\times$ 1.2-m DEMs with 2.5-cm grid size, Sneddon and Chapman (1989) mapped depressions, their connections and drained areas. It appears that the outflow of a depression does not only depend on its volume but also on its drained surface area. As shown by Moore and Larson (1979), the increase of runoff coefficient is not continuous and can even reach transient plateaux, meaning that the growth of the area contributing to runoff is not continuous. Indeed, the main process is based on the outflow of individually filled depressions, each of them being characterised by an outflow threshold. The relationship between runoff and

added water must thus reflect this discontinuous evolution.

Recently, Helming et al. (1998a) and Helming et al. (1998b) performed network geometry analyses on surfaces after simulated rainfall. Their analysis was based on techniques developed in order to characterise river networks. Their study was carried out on 2.8-m $\times$ 0.6-m DEMs. They examined changes in network properties for eroding surfaces at all-connected state assuming depressions were completely filled before analyses. They shown that flow paths undergoes a decrease in sinuosity and gradient. They suggested that the flow network structure evolves to a "self-organised" configuration where overall geometry of flow paths is similar to river networks (fractal dimension, Horton's ratios).

This study is designed to quantify the roughness effects on overland flow generation, with a specific focus on relationships between roughness modifications and the development of water flow network in interrill areas. Changes in surface microtopography after a sequence of rainfall events were quantified by a laser scanner. A conditioned-walker model was applied to measured DEM to study processes of depression filling and development of overland flow network toward the outflow boundary from already-filled depressions. This study is expected to produce further understanding of soil roughness effects on the dynamics of surface runoff generation.

5.3.2 Materials and methods

5.3.2.1 Experimental procedure

Soil box design

Experiments were carried out at the National Soil Erosion Research Laboratory, West Lafayette, Indiana, USA. The soil was a Glynwood clay loam (fine, illitic, mesic Aquic Hapludalf with 22% sand, 49% silt and 29% clay) collected from Blackford County, Indiana. It had a subangular-blocky structure. A wooden box of 2.4-m $\times$ 2.4-m was used in the rainfall simulation study. The box was filled with a 5-cm layer of pea gravel at the bottom and a 7-cm thick soil layer on top and separated from the gravel by a piece of porous landscape fabric. Some space between the bottom timbers allowed water free drainage. The gravel bed combined with the soil bed thinness was designed in order to allow free drainage and so to limit perched water table formation.

Rainfall simulators

Rainfall simulators used in this study were similar to those described by Foster et al. (1979). Each simulator trough had three Veejet nozzles (Part No. 80100, Spraying Systems Co., Wheaton, IL) spaced 1.1 m apart. Nozzle pressure was kept at 42 kPa. Two rainfall simulator troughs were used. These troughs were mounted 2.4 m above the soil box and spaced 1.4 m apart.

Rainfall intensity was kept equal to 24 mm.h^{-1} ($\pm 4 \text{ mm.h}^{-1}$). A slightly lower intensity was observed at the upper and lower portions of the soil box. De-ionised water was used in the rainfall simulation.

Experiments

Two levels of isotropic roughness were tested. A low roughness was created just by keeping elevation variations due to clods. A high roughness was manually created by hand in order to generate a patterned mound and depression microtopography. In each case, two slopes were used, i. e., 2% and 5%. Hence, four experiments were carried out with the following initial conditions:

1. low roughness and 2% slope (LR-2%).
2. low roughness and 5% slope (LR-5%).
3. high roughness and 2% slope (HR-2%).
4. high roughness and 5% slope (HR-5%).

For each experiment, a succession of four rainfalls was applied. The first two rain events were 30 min long. Because roughness tends to evolve more slowly with cumulative rainfall, the third and the fourth ones were 60 min long. Rainfall was applied once a day.

Between rainfalls, soil water was allowed to drain freely and the surface was not covered to allow roughness measurements. After each experiment, two fans were used to dry the surface. During the drying period, the soil was manually turned several times in the box to accelerate the drying process and to recreate the cloddy structure. It also insured homogenous drying and avoided layering in the soil bed. During soil box preparation, clods bigger than 5 cm in diameter were broken up by hand. After each experiment, additional fresh soil was added in order to balance losses.

Microrelief measurements

Microrelief measurements were performed using a 3-m $\times$ 1-m laser scanner (Flanagan et al., 1995) modified from the original design of Huang and Bradford (1990). The laser optics has an elevation resolution of approximately 0.02 mm. Surface elevation was digitised in 1-mm grids, for both horizontal directions. In order to obtain the elevation measurement of the entire box surface, three adjacent scans were performed with each one covering an area of 2.4-m $\times$ 0.8-m. The scanned surfaces were identified with pins located at their corners. These pins enabled an accurate positioning of laser scanner. This benchmarking was necessary to reconstruct the DEM of the whole soil box by joining the three successively-measured DEMs. Missing points due to shadow effects were linearly interpolated.

Microtopography was measured before the first and after each rainfall events. For each experiment, five 2.4-m $\times$ 2.4-m DEMs were acquired and identified as "Rain 0" before any rainfall application, "Rain 1" after the first rainfall, etc. In the following discussion, DEMs are referred by the initial roughness level and the soil box slope, i. e., LR-2%, LR-5%, HR-2% and HR-5% and the rainfall event.

5.3.2.2 Microrelief analysis

Variogram

A variogram permits the characterisation of spatial correlation (Davis, 1973). This technique has been applied to quantify soil roughness (Huang and Bradford, 1992; Huang, 1998). A variogram is defined as:

$$\gamma(l) = \frac{1}{2N} \sum_x [z(x) - z(x+l)]^2 \quad (5.1)$$

where γ is the semivariance, l the lag distance between points, $z(x)$ the elevation at the location x , and N the number of pairs considered. It gives a relationship between a variance term γ based on elevation difference and the separation length l .

In order to remove general-slope effects, the elevation $z(x)$ is taken as the distance from the soil surface to the mean plane. Computations were performed for each DEM using the 1-mm resolution grid. Calculations were done for all directions and averaged for each lag distance. In theory, the variogram can be calculated for different distances and azimuth. However no significant anisotropic trends were observed when calculating the complete variogram.

Connectivity development analysis

In order to perform a spatial analysis related to overland flow process, a gradual puddle filling model was used. While the variogram only characterises surface correlation, this process-oriented model deals with surface properties significant for water flow, such as depression volumes and flow-path connectivity. This model, used as a descriptor of surface properties, simulates the rainfall filling of depressions by the following assumptions: 1) water is randomly distributed over the entire surface; 2) water moves to the lowest point; and 3) water is stored in depressions. This model is based on the conditioned-walker concept (Chase, 1992; Favis-Mortlock, 1998) and treats the displacement and trapping of successive individual water elements. The walker is launched at a randomly-selected location with a finite amount of water. It moves on an evolving surface grid, which is defined either by the soil surface or by the top surface of the previously deposited water. Its direction of movement is defined by using a maximum slope criterion considering a four-neighbour scheme. If the walker is trapped in a local minimum, it tries to fill it. If the carried amount

of water is less than the available volume of the local minimum, the walker deposits all its water and disappears. If the amount of water is greater than the volume of the local minimum, the walker fills the depression and continues to move with the remaining water using the same maximum slope criterion. In such a way, successive walkers gradually fill depressions.

In order to simulate a system with a geometry identical to rainfall experiments, the same boundary conditions were used. Due to computer limitations, the DEMs were resampled at 5-mm grid resolution by keeping one point in five, for each row and column. Water inflow was computed as the sum of walker volumes added on the surface, water outflow as the sum of the walker volumes reaching the free boundary. The runoff coefficient is the ratio between outflow and inflow volumes over the step considered. Storage capacity is the sum of puddle volumes and is equal to the total rain inflow minus the total runoff outflow when depression filling is completed.

5.3.3 Results

5.3.3.1 Surface morphology and storage capacity

In the experiments, overland flow was not uniformly distributed on the surface. Heterogeneities in flow depth were due to the roughness of the surface. So, overland flow could be considered as sheetflow. No rill appeared during the experiments. Only limited incisions were observed at depression outlets.

All the variograms showed a similar two-straight line trend in a log-log diagram (Fig. 5.3), with a high slope at short lag distances, and a gentle slope for lag distances greater than several centimetres. Each log-log straight line scale regime may be modelled by a power law (Fig. 5.3(a)). The high slope represents the existence of a correlation at short distance. For large lag distance almost no correlation persists. The transition between these two regimes is the correlation length of the surface, usually referred as the range (Davis, 1973). It represents the maximum lag distance at which correlation is observed. The slopes of the log-log variograms were almost identical for all experiments at every stage. For each experiment, from rain to rain, the log-semivariance values decreased uniformly regardless of the lag distance but neither range nor slopes were significantly modified. For the two low-roughness experiments (LR-2% and LR-5%), semivariances were almost identical before the first rain, i. e. after being shaped by the operator (Fig. 5.3(a) and 5.3(b)). After successive rainfalls, variograms still remained similar even if erosion processes were different because of different surface slopes. For high-roughness experiments, initial variograms were slightly different showing a greater dm-m scale semivariance for HR-2% than for HR-5% (Fig. 5.3(c) and 5.3(d)). This signifies the difficulty of obtaining similar initial roughness conditions during surface preparation. This difference persisted all through the rainfall sequence.

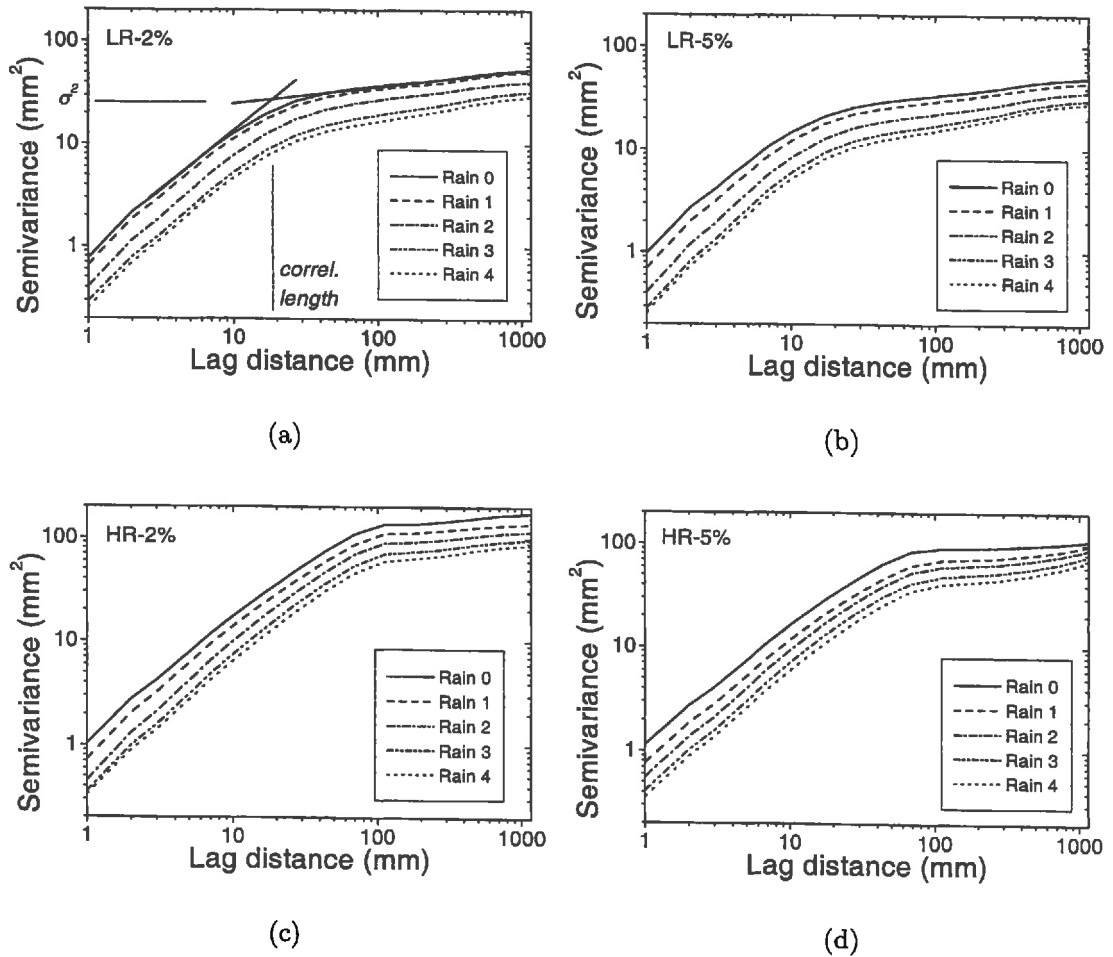


Figure 5.3: Variograms computed from surface DEMs after slope removal for treatments: (a) LR-2% (low roughness - 2% slope). Straight lines: see text; (b) LR-5%; (c) HR-2% (high roughness); and (d) HR-5%.

Storage capacities decreased with successive rainfalls (Fig. 5.4(a)), as expected since erosion and sedimentation in interrill areas usually tends to decrease the roughness amplitude. In interrill areas, Onstad (1984) demonstrated that the storage capacity was positively related to the roughness and negatively related to the slope. In order to compare the different surfaces, we calculated a characteristic roughness as the intersection between the two scale regimes of the variogram (Fig. 5.3(a)). The square root of the corresponding semivariance is expressed in length unit. It is the standard deviation of altitudes for points separated by the correlation length. The horizontal length scale of this transition is representative to the average size of the depressions which store the surface water. An increase of the initial roughness causes an increase of the storage capacity (Fig. 5.4(b)). The slope effect also exists, since the storage capacity of 5%-slope experiments is systematically smaller than the one of 2%-experiments for a given roughness.

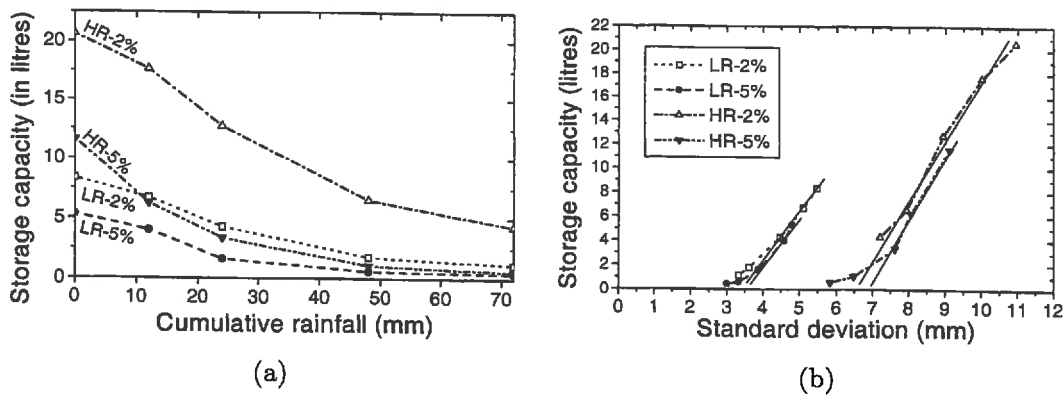


Figure 5.4: Evolution of surface storage capacity with successive rainfalls for the four experiments as functions of (a) cumulative rainfall; and (b) standard deviation σ .

From the experimental data, we found a general linear trend between the characteristic roughness σ and the storage capacity s :

$$s = A(\sigma - \sigma_0) \quad (5.2)$$

with A close to 4.10^6 mm^2 if s is expressed in mm^3 , and σ and σ_0 in mm. The existence of a threshold σ_0 denotes that rough surfaces can have a nil storage capacity. It means that only part of the roughness measured as the standard deviation σ contributes to surface storage. If σ_0 accounts for the roughness that does not contribute to surface storage, $\sigma - \sigma_0$ represents the roughness efficient for storage capacity.

The proportionality coefficient A is a characteristic area of 4 m^2 , which is representative of the experimental surface concerned by the stored water. A

simple interpretation of the equation 5.2 is that the storage capacity s represents the volume of depressions having an average depth $\sigma - \sigma_0$ covering a surface A .

The relationship (Eq. 5.2) holds for the first steps of the surface evolution, when σ is much larger than σ_0 . For standard deviation close to, and smaller than σ_0 , the storage capacity tends slowly to the zero value while the roughness amplitude remains noticeable. The complete relationship between s and σ is a typical threshold curve, for which Eq. 5.2 only represents the limit for large roughness.

Similar threshold roughness σ_0 were found for the two "HR" experiments (7 mm) and the two "LR" ones (3.5 mm) (Fig. 5.4(b)). Even if no replication were performed, it suggests that the σ_0 value depends more on initial roughness than on general slope. The validity of these findings will need to be checked thanks to further experiments.

5.3.3.2 Depression filling simulations

The depression filling model gives some indications about the dynamics of the runoff. It helps to figure out the effect of water storage in depressions on runoff triggering without considering interaction with infiltration. We added water progressively on the surface until all the depressions were filled. The calculation was made considering increments of added water, and the runoff coefficient was calculated between two increments. As already stated by Onstad (1984), the calculated curves can show irregular shapes with transient plateaux due to the finite amount of water needed to allow a filled-depression to outflow.

For the initial stages of the experiments (Fig. 5.5, solid curves), the relationship between runoff coefficient and added water is S-shaped with an inflexion point corresponding to a critical value of the total amount of added water. Below and above this critical value, runoff coefficient increases slightly while the main variations are obtained around the critical point. For large volume of added water, all the system is connected to the free boundary, any additional added water outflows and the runoff coefficient is equal to one. The storage capacity is calculated as the difference between the total volume of added water and the total volume of runoff when the runoff coefficient equals to 1. With the subsequent rainfall events, the critical water volume becomes smaller and smaller. The initial plateau can even disappear (see for instance experiment HR-5%, Rains 3 and 4), meaning that a noticeable runoff can exist for small volumes of added water. The all-connected state (runoff coefficient equal to one) is also reached with a smaller added volume.

Potentially, the dynamics of overland flow triggering may depend on storage capacity and puddle connectivity. The real effect of connection development on overland flow genesis can be studied only if considering surfaces with identical storage capacity. We have thus normalised the added volume in the depression-

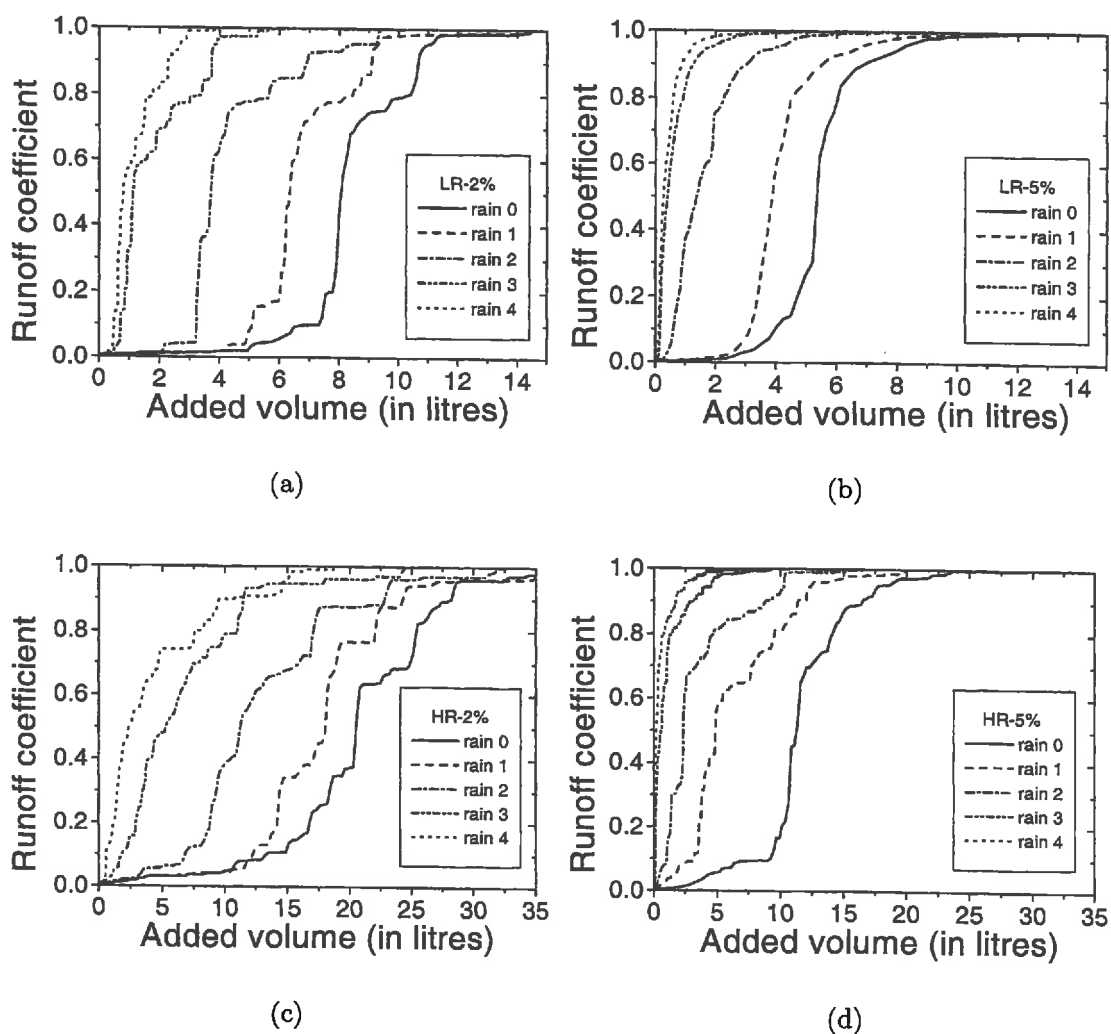


Figure 5.5: Runoff coefficient calculated from conditioned-walker model as functions of on added water for treatments: (a) LR-2%; (b) LR-5%; (c) HR-2%; and (d) HR-5%.

filling model by the storage capacity in order to highlight the connectivity modification induced by the erosion process (Fig. 5.6). Because the volume

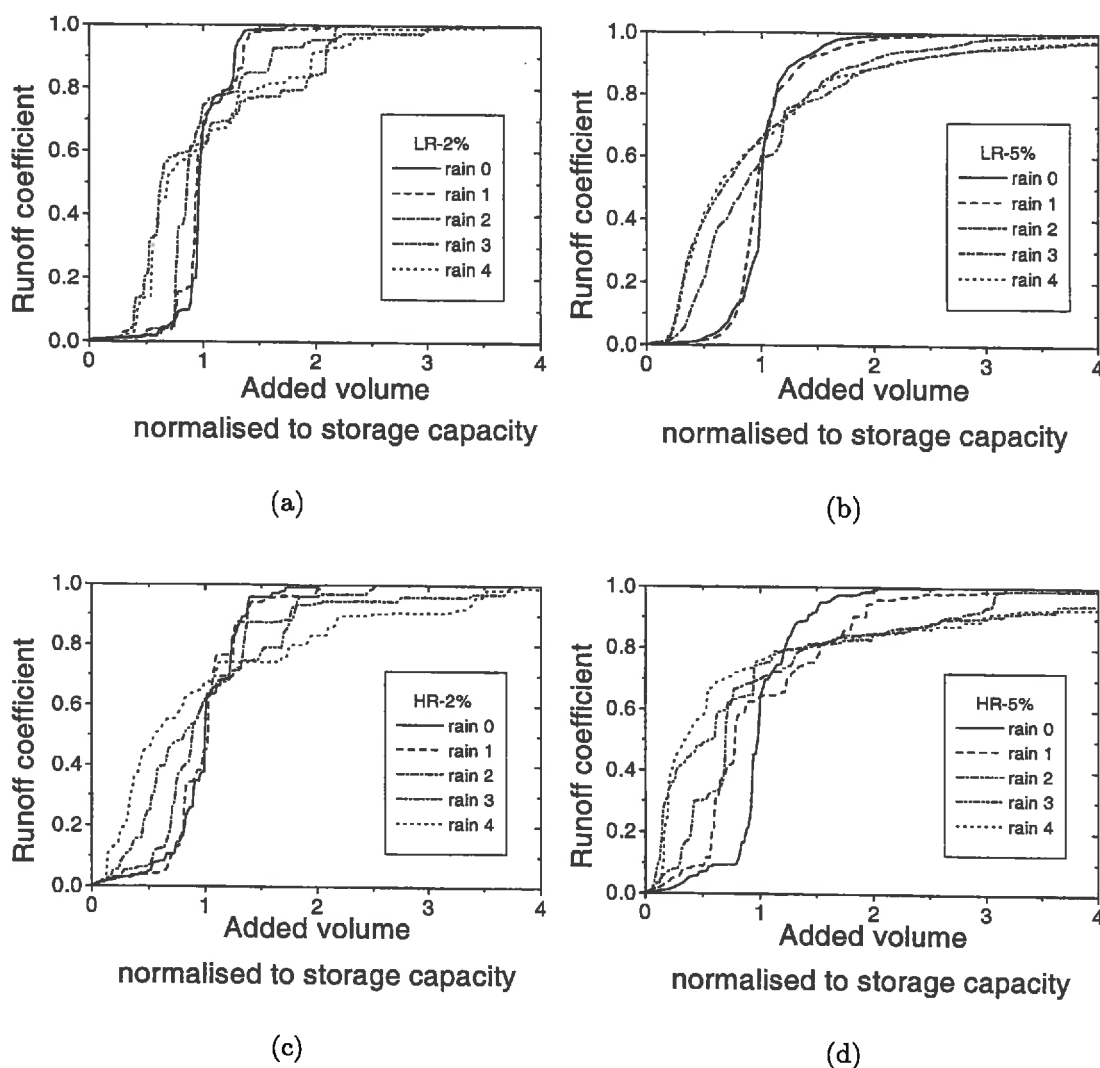


Figure 5.6: Runoff coefficient as function of added water normalised to its storage capacity for treatments: (a) LR-2%; (b) LR-5%; (c) HR-2%; and (d) HR-5%.

of the depressions depends of the particular surface morphology, each surface has its own storage capacity. So, each curve was normalised to the storage capacity of the corresponding surface. Due to the renormalisation, a value of one on the horizontal axis means that the added volume is equal to the storage capacity of the surface.

For the four experiments, similar evolutions are observed. The LR-5% experiment is probably the best demonstration because of the smoothness of

the curves. This particularity could be a combined effect of high slope and low roughness. Solid curves (initial surfaces, Rain 0) have a quite symmetric shape with an inflexion point for which the total added volume exactly equals the storage capacity. For a value of about twice the storage capacity, almost all the depressions contribute to the runoff flux. The system is said in a connected state. The second stage (Rain 1) remains similar, while strong variations are observed at least for the two last stages (Rains 3 and 4). For these later stages, the runoff coefficients reach greater values with much smaller amounts of normalised added rainwater; but the increase of the runoff is not as sharp as in the first two stages. The all-connected state is reached for volume values noticeably greater than 2.

This contrasting evolution may be explained by connectivity properties as illustrated in Fig. 5.7 for experiment LR-5%. The white part of the figure represents the surface contributing to the outflow, and illustrates in some way the geometrical organisation of the flow paths. For an added volume equal to half the storage capacity (Fig. 5.7(a) and 5.7(c)), the runoff coefficient was almost zero for the Rain 1 while the runoff coefficient for Rain 3 was 0.45. For Rain 1, only a narrow strip located near the outflow boundary contributed to the runoff, while a widespread contributing area already exists for Rain 3 with a well-defined fingering organisation. In contrast, when the normalised added volume equals 2 (Fig. 5.7(b) and 5.7(d)), the runoff coefficient was about 0.98 for Rain 1, and only 0.9 for Rain 3. The difference comes from the numerous unconnected areas remaining for Rain 3, and can be visualised in Fig. 5.7(d). While connections among depressions develop simultaneously at first, particle transfer processes lead to a differentiation. Due to changes in depression volume and drained areas, some areas became easier to connect relatively to some others. Connectivity properties become heterogeneous and so the runoff curves dissymmetrical.

5.3.4 Discussion and conclusion

These experiments demonstrated strong differences between the evolution of the variogram at different stages of the erosion process, and of the storage capacity and runoff characteristics as calculated with the depression-filling model. Variograms quantified the global organisation of the topography. In our experiments, they show a characteristic correlation length in the range of 20–100 mm, depending on the initial roughness, above which the topography is almost uncorrelated. This is quite representative of natural soils which exhibit similar characteristics (Huang and Bradford, 1992). During the erosion process, roughness decreases at every scale in a proportion which is almost scale independent. This continuous decrease of roughness contrasts with the evolution of the storage capacity, and of the runoff characteristics, which both show strong differences between initial and final stages of the surface evolution.

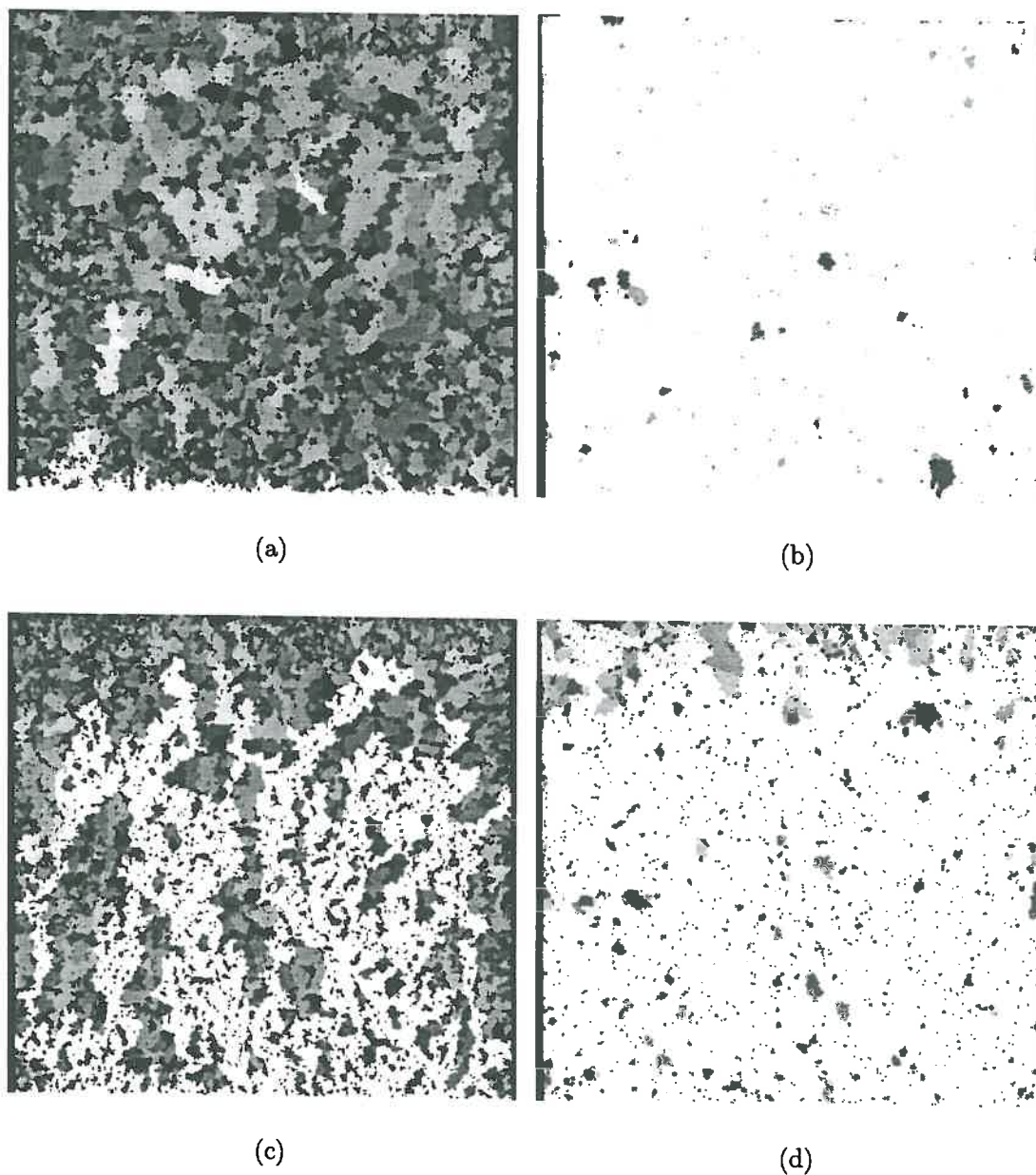


Figure 5.7: Spatial distribution of areas (shown in white) contributing to overland flow for the LR-5% experiment after (a) Rain 1 with 0.5 storage volume added; (b) with twice storage volume added; and after (c) Rain 3 with 0.5 storage volume added; and (d) with twice storage volume added.

The storage capacity is expected to depend on both the roughness and the experiment slope. By using the roughness index defined as the standard deviation at the correlation length of the topography, we have obtained a relationship between the storage capacity s and the roughness σ of the form: $s = A(\sigma - \sigma_0)$, where A is about the total area of the system, and σ_0 a roughness threshold. This relationship holds if σ is larger than σ_0 . For smaller σ values, the storage capacity remains close to zero. The value of $\sigma - \sigma_0$ represents the part of the roughness which effectively contributes to the storage capacity. This can be understood by the fact that the volume stored in a depression depends on the lowest altitude of its perimeter. Thus the effective elevation difference for surface storage is obviously smaller than the roughness calculated from the entire topographic data set. The most surprising result is the existence of a threshold roughness σ_0 , which only depends on the way the soil surface is initially shaped. The determination of the threshold roughness σ_0 becomes a key-point for further studies. A main difference between low-roughness experiments, for which σ_0 is about 3.5 mm, and high-roughness experiments, for which σ_0 is about 7 mm, is the correlation length measured by the variograms. Correlation length is about 15 mm in the former experiments, and about 70 mm in the latter ones. A relationship could exist between correlation length and threshold roughness. It could lead to a measure of this threshold roughness using a variogram. These preliminary findings need further investigation.

However, the storage capacity alone is insufficient to characterise the triggering of the runoff. The depression-filling simulations show that erosion induces strong differences in the runoff characteristics. For the very first stages of each experiment, the runoff is triggered for a volume of water equal to the storage capacity. The runoff coefficient passes from almost zero to one with a small amount of added water, meaning that most of depressions connect at once to the outflow boundary, at the very point at which added volume equal storage capacity. This behaviour is probably due to the initial homogeneity of depression properties, i. e., similar sizes and the absence of preferential connections. For the later stages, the runoff is triggered for added water volumes much smaller than the storage capacity. Paradoxically, the amount of water needed to in-fill all the depressions is significantly larger than the storage capacity (more than five times). Water that runs off early do not contribute to depression filling explaining the difficulty to connect all the surface to the outflow boundary.

At these later stages, the microtopography has been modified by erosion and sedimentation processes which create connected paths between puddles. An example of an eroded topography is given in Fig. 5.8(b) and compared with an initial stage (Fig. 5.8(a)). Basically, the shape of the topography is not strongly modified except a local channel incised at the outlet of the puddle (see arrow in Fig. 5.8(b)). These small modifications of the topography cannot

be captured by a variogram analysis, but their effect on the runoff process is very important since they connect puddles together, and eventually to the outflow boundary. This connectivity gives specific properties to the surface, as illustrated in Fig. 5.7. First, the connected surface spreads in almost the whole box, ensuring the connectivity of points very far from the outflow boundary. Second, this surface is heterogeneous, has a fingering organisation, and thus represents only a fraction of the total surface (45% in Fig. 5.7(c)). In contrast, the remaining surface is more difficult to connect because these zones are not strongly affected by the erosion processes. This scheme is consistent with the development of a drainage network suggested by Helming et al. (1998b). But the role of areas which do not connect easily and were not considered in this previous study, is important for the runoff characteristics.

A consequence of this study is that the variogram analysis, which measures average properties of the surface topography cannot be used to deduce the dynamics of runoff generation. First, the storage capacity is related to an effective roughness which is different from the one which can be measured from the variogram. The relationship given in Eq. 5.2 is a way to overcome this problem. Another difficulty comes from the control of the runoff characteristics by details of the surface morphology. Indeed, erosion processes are not uniformly distributed and small incisions at puddle outflows have dramatic consequences on the runoff triggering. These important morphologic structures are not quantified by usual topography analysis, especially because the general depression shape is preserved on average (Fig. 5.8). A suitable procedure for determining the runoff characteristics has to take into account details of the depression morphology.

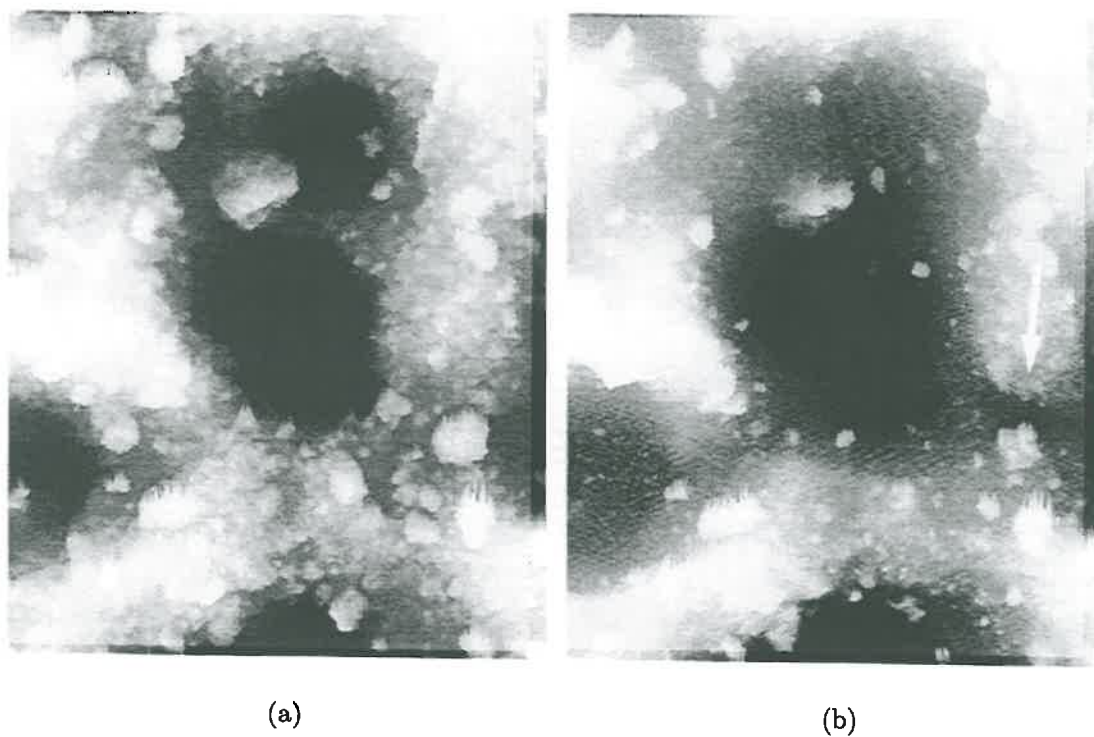


Figure 5.8: Changes in morphology in surface depressions for a 40-cm wide area for the HR-2% treatment after (a) Rain 1; and (b) Rain 4. Elevations increase from black to white.

Bibliography

- Baird, A. J., Thornes, J. B., and Watts, G. P. (1992). Extending overland-flow models to problems of slope evolution and the representation of complex slope-surface topographies. In Parsons, A. J. and Abrahams, A. D., editors, *Overland Flow. Hydraulics and Erosion Mechanisms*, pages 199–223. University College London Press, London.
- Chase, C. G. (1992). Fluvial landsculpting and the fractal dimension of topography. *Geomorphology*, 5:39–57.
- Davis, J. C. (1973). *Statistics and data analysis in geology*. Wiley, New-York.
- Favis-Mortlock, D. (1998). A self-organizing dynamic systems approach to the simulation of rill initiation and development on hillslopes. *Computers & Geosciences*, 24(4):353–372.
- Flanagan, D. C., Huang, C., Norton, L. D., and Parker, S. C. (1995). Laser scanner for erosion plot measurements. *Transactions of the ASAE*, 38(3):703–710.
- Foster, G. R., Eppert, F. P., and Meyer, L. D. (1979). A programmable rainfall simulator for field plots. In *Proceedings of Rainfall Simulator Workshop*, pages 45–59, Tucson, Arizona, USA. Science and Education Administration, Agricultural Reviews and Manuals, ARM-W-10.
- Gayle, G. A. and Skaggs, R. W. (1978). Surface storage on bedded cultivated lands. *Transactions of the ASAE*, 21(1):101–104, 109.
- Grayson, R. B. and Moore, I. D. (1992). Effect of land-surface configuration on catchment hydrology. In Parsons, A. J. and Abrahams, A. D., editors, *Overland Flow. Hydraulics and Erosion Mechanisms*, pages 147–175. University College London Press, London.
- Helming, K., Römken, M. J. M., and Prasad, S. N. (1998a). Surface roughness related processes of runoff and soil loss: a flume study. *Soil Science Society of America Journal*, 62:243–250.
- Helming, K., Römken, M. J. M., Prasad, S. N., and Sommer, H. (1998b). Erosional development of small scale drainage networks. In Hergarten, S. and Neugebauer, H. J., editors, *Process Modelling and Landform Evolution. Lectures Notes in Earth Science.*, volume 78, pages 123–146. Springer.
- Huang, C. (1998). Quantification of soil microtopography and surface roughness. In et al., P. B., editor, *Fractals in soil science*, chapter 5, pages 153–168. CRC Press Inc., Boca Raton, FL, USA.

- Huang, C. and Bradford, J. M. (1990). Portable laser scanner for measuring soil surface roughness. *Soil Science Society of America Journal*, 54:1402–1406.
- Huang, C. and Bradford, J. M. (1992). Applications of a laser scanner to quantify soil microtopography. *Soil Science Society of America Journal*, 56:14–21.
- Langford, K. J. and Turner, A. K. (1972). Effects of rain and depression storage on overland flow. *Trans. Inst. Eng. Aust. CE*, 14(2):137–141.
- Mitchell, J. K. and Jones, Jr., B. A. (1976). Micro-relief surface depression storage: analysis of models to describe the depth-storage function. *Water Resources Bulletin*, 12(6):1205–1222.
- Mohamoud, Y. M., Ewing, L. K., and Boast, C. W. (1990). Small plot hydrology — 1. Rainfall infiltration and depression storage determination. *Transactions of the ASAE*, 33(4):1121–1131.
- Moore, I. D. and Larson, C. L. (1979). Estimating micro-relief surface storage from point data. *Transactions of the ASAE*, 22(5):1073–1077.
- Onstad, C. A. (1984). Depressional storage on tilled soil surfaces. *Transactions of the ASAE*, 27(3):729–732.
- Scoging, H., Parsons, A. J., and Abrahams, A. D. (1992). Application of a dynamic overland-flow hydraulic model to a semi-arid hillslope, Walnut Guch, Arizona. In Parsons, A. J. and Abrahams, A. D., editors, *Overland Flow. Hydraulics and Erosion Mechanisms*, pages 105–145. University College London Press, London.
- Sneddon, J. and Chapman, T. G. (1989). Measurement and analysis of depression storage on a hillslope. *Hydrological Processes*, 3:1–13.

5.4 Approche purement numérique : premiers résultats

5.4.1 Introduction

À partir des données mesurées et des observations, des modifications notables de la rugosité ont été mises en évidence. En particulier, des transformations localisées de la géométrie semblaient contrôler la dynamique des connexions. Dans cette précédente étude, seule l'étape de caractérisation de la géométrie des surfaces était numérique. Nous allons maintenant chercher à compléter notre connaissance des processus affectant la micro-topographie en utilisant une simulation numérique de la modification de la rugosité par le ruissellement. Cette partie, bien qu'apportant des éléments intéressants reste encore préliminaire. Elle mériterait d'être approfondie afin de mieux contraindre les processus d'érosion.

Des surfaces générées sont utilisées. Le modèle de marcheurs a été modifié pour simuler une évolution de la rugosité. Afin de rester dans une démarche aussi simple que possible, l'infiltration n'est plus prise en compte (bien que cela ne posait pas de problème du point de vue des calculs). Enfin, l'étape de caractérisation des propriétés des surfaces est strictement identique à celle mise en œuvre pour les surfaces mesurées.

L'évolution de la rugosité dépend bien entendu des lois d'arrachement, de transport et de dépôt spécifiées dans le modèle. À l'échelle d'un paysage, les modèles d'évolution de la topographie prennent généralement en compte deux types de processus (Willgoose *et al.*, 1989 ; Chase, 1992 ; Kooi et Beaumont, 1994 ; Crave, 1995 ; Howard, 1997) :

- les processus diffusifs agissent préférentiellement à courte distance. Ils sont responsables d'un lissage de la surface et ne sont donc pas capables de créer des incisions (au contraire, ils tendent à les faire disparaître). Les transports par diffusion sont uniquement dépendant de la pente ;
- les processus advectifs sont responsables d'un transport sur de plus grandes distances et dépendent à la fois du flux et de la pente. En fonction des conditions, ils peuvent être capables de créer des incisions.

Dans les modèles, les processus advectifs représentent le transport dans le réseau hydrographique alors que les processus diffusifs sont surtout actifs sur les versants. Cette répartition en deux classes est essentiellement conceptuelle. Elle vise en premier lieu à reproduire la morphologie des reliefs en simplifiant au maximum la description.

Si l'on s'intéresse aux versants à des échelles de temps courts, on peut classer les processus actifs selon ces deux classes. Par exemple l'effet splash peut

être assimilé à de la diffusion (transport à courte distance, dépendance de la pente locale, faible orientation préférentielle). Des objets analogues aux rivières peuvent aussi exister (Thomas, 1990); ce sont bien entendu les rigoles qui témoignent de transport sur des distances notables. Il semble ainsi que pour les échelles de temps et d'espace qui nous concerne la dichotomie entre processus diffusifs et advectifs reste pertinente. Nous nous proposons de l'appliquer pour une portion de versant.

L'intensité relative des processus advectifs et diffusifs va gouverner l'évolution de la morphologie de surface. Afin que la comparaison soit pertinente, nous allons chercher à simuler des modifications similaires à celles obtenues lors des expérimentations en laboratoire. Ainsi, nous nous limiterons volontairement à l'étude de surfaces présentant des ressemblances avec celles des zones inter-rigoles.

5.4.2 Méthode

Dans la présente application, nous conservons nos conditions aux limites habituelles: trois bords fermés et un bord ouvert. De plus, les altitudes des points touchant le bord libre sont conservées. Comme précédemment, le modèle respecte la loi de conservation de masse, que ce soit pour l'eau ou pour les sédiments.

5.4.2.1 Diffusion

La loi de diffusion la plus classique est celle de Fick. Elle s'écrit

$$q_{diff} = -D \cdot \nabla h \quad (5.3)$$

où ∇h est le gradient d'altitude, D le coefficient de diffusion et q_{diff} le flux par diffusion. Étant proportionnelle à l'inverse du gradient, les transferts s'effectuent des points hauts vers les points bas. Pour une différence d'altitude donnée, D fixe l'intensité de la diffusion de matière et donc la rapidité du lissage.

Nous nous limitons ici à une diffusion locale entre un point et ses quatre plus proches voisins. Ainsi, un point de la grille est aléatoirement choisi et, si la topographie n'est pas plane, les altitudes du point courant et de ses quatre voisins sont modifiées. L'importance de cette modification dépend de la valeur du coefficient de diffusion.

5.4.2.2 Advection

Dans le modèle, le transport par advection est effectué au cours du déplacement d'un marcheur sur la surface. Comme précédemment, celui-ci suit un critère de plus grande pente.

Le transport par advection suppose une mise en suspension, un transport et un dépôt. Contrairement à la diffusion qui est locale, la mise en suspension et la sédimentation ne s'effectuent pas nécessairement sur deux points voisins. Une certaine distance peut être parcourue entre ces deux phases.

La mise en suspension se produit dans les parties exondées et est proportionnelle à la différence d'altitude entre la position précédente et la position actuelle du marcheur. Aucune pente critique n'ayant été prise en compte, toute différence d'altitude positive se traduit par une érosion du point précédent. Une capacité maximale de transport a été spécifiée sous la forme d'un rapport $\frac{\text{Volume solide}}{\text{Volume liquide}}$ maximal, ce qui revient à limiter la charge solide (concentration en sédiments) du marcheur.

La sédimentation se produit lors du déplacement dans les flaques. Le marcheur remplace alors la hauteur d'eau par une quantité identique de sédiments, à condition, bien entendu, qu'il en transporte suffisamment. Lorsque le marcheur tombe dans une dépression locale, il commence par la combler avec sa charge solide, puis, si nécessaire, avec son volume d'eau. Le dépôt de sédiments se produit donc dans les dépressions et est favorisé par rapport au dépôt d'eau.

Lorsque le paramétrage impose l'existence d'advection et de diffusion, ces deux processus sont simulés en alternance. La diffusion s'effectue entre deux lancés de marcheurs, en une position aléatoirement choisie.

5.4.2.3 Redistribution d'eau

Puisque des processus d'érosion sont pris en compte, les altitudes des exutoires des dépressions peuvent diminuer. Il faut donc inclure une procédure capable de les vider de leur eau excédentaire.

L'érosion du col d'une dépression crée une surface d'eau perchée en hauteur. La remobilisation de cette eau est assurée par les passages successifs des marcheurs postérieurs. À chacun de leur pas, les marcheurs examinent leurs quatre voisins afin d'identifier l'eau placée en hauteur. Dans l'affirmative, le volume d'eau du marcheur est augmenté au détriment du volume stocké par ses voisins. Tout comme précédemment, une différence d'altitude minime est conservée afin d'empêcher la formation de surface d'eau strictement horizontale.

5.4.2.4 Choix des paramètres

Effectuer les simulations nécessite de spécifier la géométrie des surfaces initiales ainsi que les trois paramètres contrôlant leur évolution, à savoir :

- le coefficient de diffusion ;
- la pente de la relation entre différence d'altitude et volume mis en suspension ;
- la charge solide maximale du marcheur.

Des grilles de 128 points de coté sont utilisées. Les surfaces initiales sont prises aléatoires, sans corrélation à quelle distance que ce soit. L'écart-type a été fixé à l'unité. Une pente générale a été ajoutée. Sa valeur est équivalente à une différence d'altitude de 0,1 entre points voisins.

Sur une telle surface générée, quelques essais ont été effectués afin de tester différentes combinaisons de paramètres. Des morphologies variées ont été obtenues (fig. 5.9). Il apparaît possible de créer des réseaux de rigoles avec ce modèle simple. Des résultats similaires avaient déjà été obtenus par Crave (1995) et Favis-Mortlock (Favis-Mortlock, 1996, 1998 ; Favis-Mortlock *et al.*, 1998).

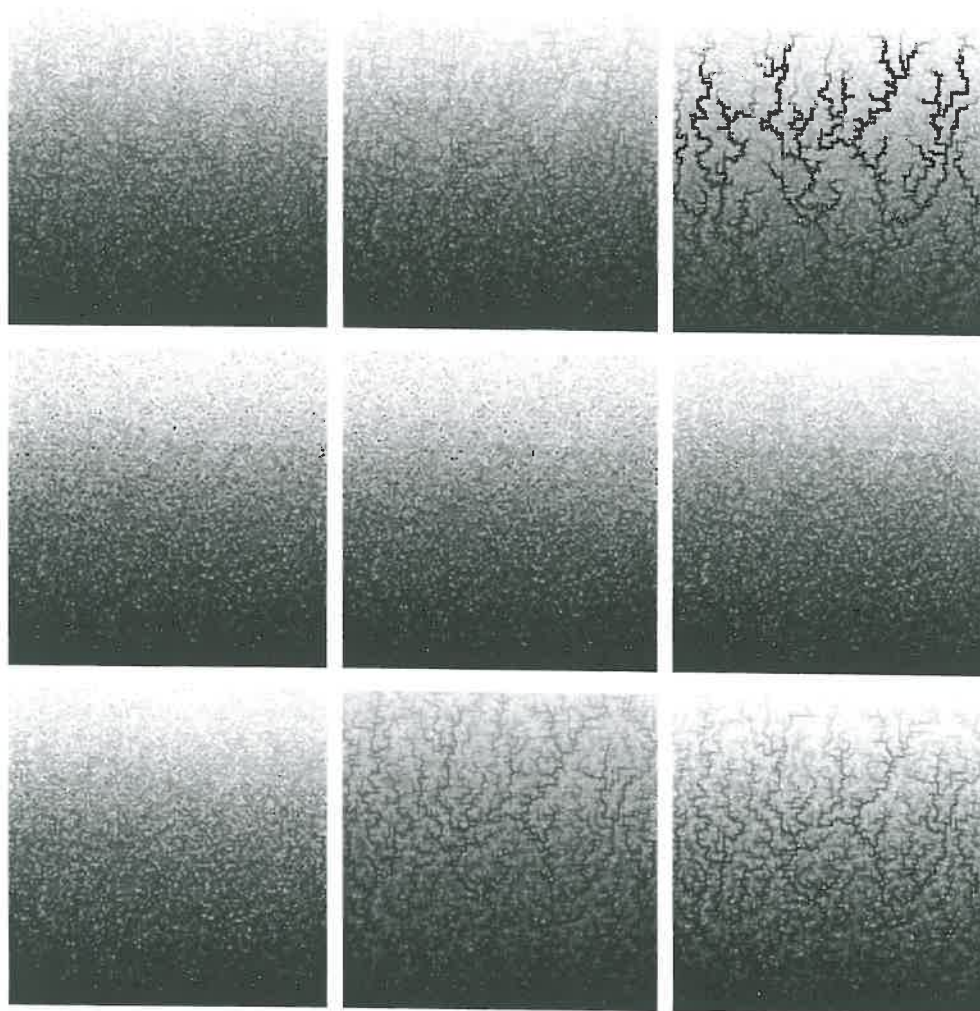


FIG. 5.9 – Différentes morphologies obtenues pour différentes combinaisons de paramètres d'érosion.

Ces images représentent les topographies obtenues à un même temps universel, pour une topographie initiale et un lancer de marcheurs identiques.

Une étude détaillée aurait exigé que l'on modifie la valeur de chaque paramètre afin de connaître leurs effets respectifs sur les évolutions morphologiques. Un tel travail n'a cependant pas encore été entrepris. Comme précisé plus haut, il s'agit, dans une première approche, de voir si des comportements similaires à ceux obtenus pour les surfaces expérimentales peuvent être retrouvés. Dans cet objectif, nous avons choisi une combinaison particulière des paramètres d'érosion donnant une morphologie compatible avec celle d'une aire inter-rigoles. Le coefficient de diffusion a été fixé à 10^{-4} , la pente de la relation dénivelé-érosion ainsi que la concentration maximale égales à 0,1. Il est important de noter que la sélection s'est effectuée empiriquement, de manière visuelle, sur les topographies finales obtenues, et sans qu'aucun ajustement précis des paramètres n'ait été tenté.

Le cas choisi, qui combine diffusion et advection, est présenté en premier lieu. Afin de mieux séparer leurs effets respectifs, ces deux processus sont ensuite traités séparément. L'étude se limite donc à trois cas illustrant une combinaison diffusion-advection, une diffusion seule et une advection seule. Les simulations ont été effectuées sur une série de vingt surfaces dans chaque cas. On notera enfin que les mêmes surfaces ainsi que les positions initiales des marcheurs ont été reproduites à l'identique dans les trois cas.

5.4.3 Résultats

5.4.3.1 Combinaison diffusion-advection

Le ruissellement à l'aval apparaît après environ 20 unités de temps universel (fig. 5.10(a)). Du fait de l'absence d'infiltration, le coefficient de ruissellement atteint des valeurs supérieures à l'unité. Cela correspond à des sorties d'eau liées à la diminution du volume stocké dans les flaques (fig. 5.10(b)). C'est une conséquence des processus modifiant la géométrie de la surface. Ils conduisent aussi à une diminution des différences de hauteurs à toutes les échelles (fig. 5.10(c)). Cependant, cette diminution est plus importante à courte distance et correspond au développement d'une corrélation spatiale. La relation entre la capacité de stockage et l'écart-type de la rugosité n'est pas linéaire (fig. 5.10(d)). On aboutit à des volumes stockables proches de zéro alors que l'amplitude de la rugosité est encore notable.

Un exemple d'évolution d'une surface est représenté en figure 5.11. Un lissage de la rugosité est clairement apparent (seul le bord libre conserve sa rugosité initiale¹). On note aussi le développement de quelques structures plus ou moins linéaires dans les tons gris foncé.

L'analyse de comportement des surfaces montre une forte évolution du coefficient de ruissellement (fig. 5.12(a) et 5.12(c)). Lorsque le volume ajouté est normalisé à la capacité de stockage de chaque surface, on conserve une sigmoïde

1. C'était une des conditions imposées à la limite aval.

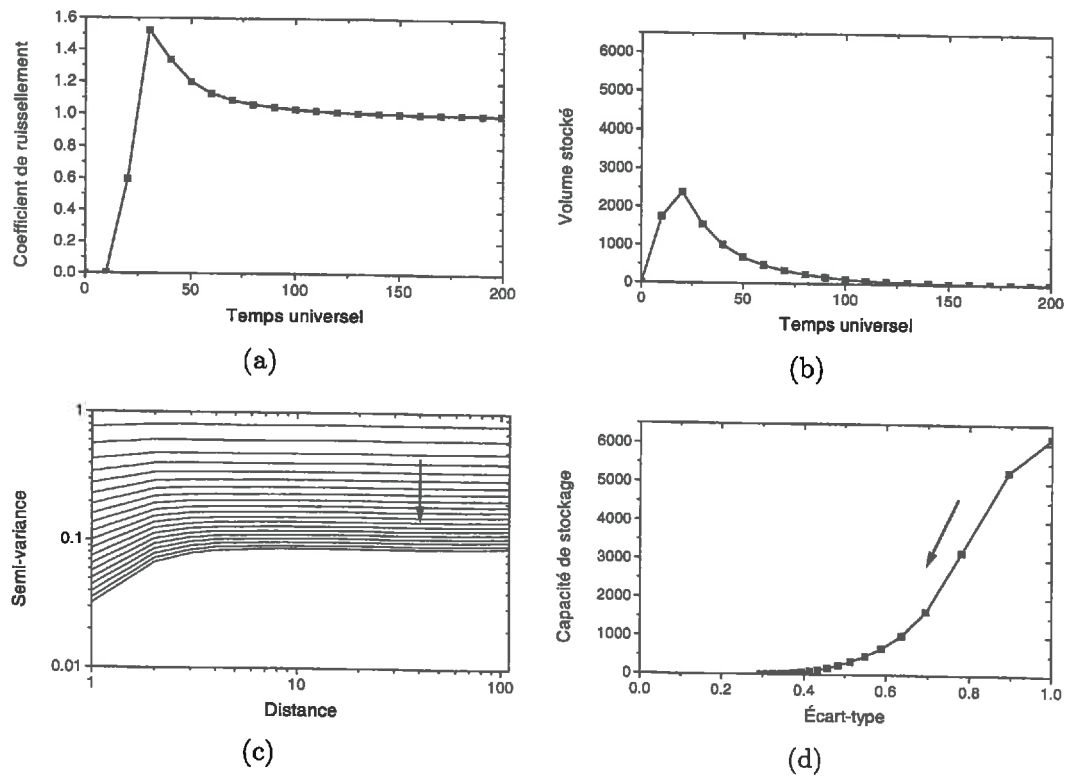


FIG. 5.10 – Évolutions du ruissellement, du volume stocké et des caractéristiques de la surface pour la combinaison diffusion-advection.

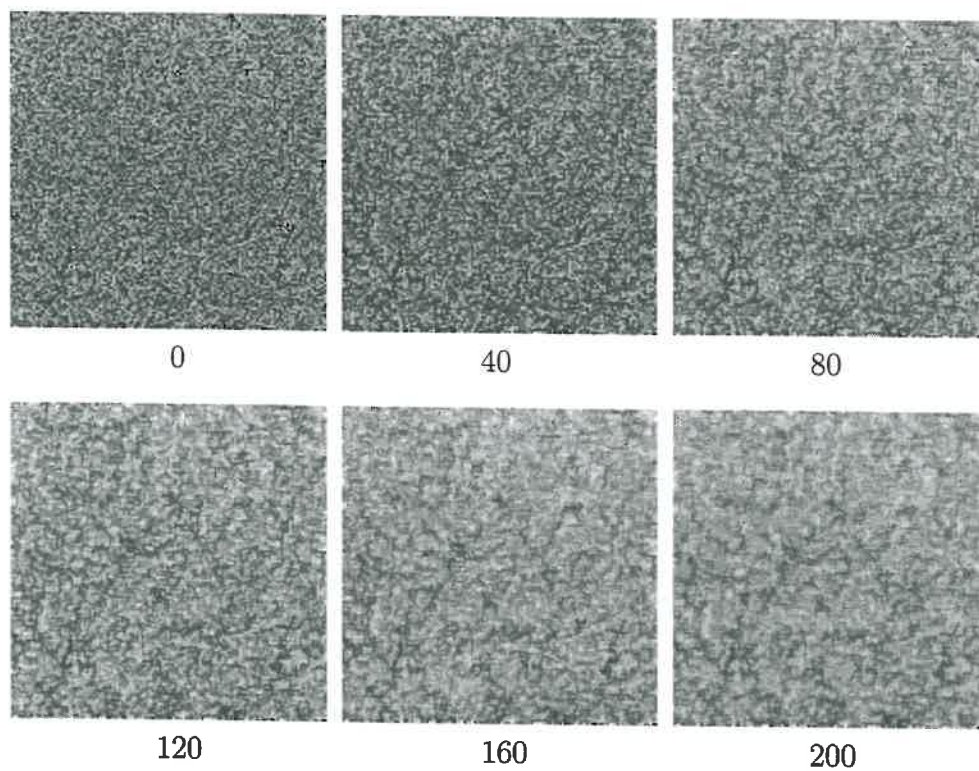


FIG. 5.11 – Évolution de la morphologie d'une surface dans le cas d'une combinaison diffusion-advection.

Les temps universels correspondants sont notés sous les figures. La pente générale a été supprimée de ces figures afin de mieux mettre en valeur les modifications de la rugosité aléatoire.

jusqu'au temps universel 10. Au temps universel 20, le palier à coefficient de ruissellement nul est beaucoup plus réduit. On arrive rapidement à connecter une fraction significative du système à la limite aval. Le palier haut (coefficient de ruissellement égal à l'unité) est atteint pour des volumes notablement supérieurs. Cette évolution est encore plus marquée pour les surfaces plus évoluées. On remarque aussi la similarité entre ces courbes de comportement et celles obtenues en utilisant les surfaces mesurées.

Contrairement au cas expérimental, les résultats ne représentent pas le comportement d'une seule surface mais une moyenne sur vingt réalisations. Les courbes d'évolution de la distance de connexion deviennent alors exploitables. La distance de connexion subit aussi une évolution non triviale (fig. 5.12(b) et 5.12(d)). La courbe en cloche initiale subit un dédoublement au temps universel 20, soit au moment où le ruissellement généralisé apparaît sur la surface. En volume ajouté normalisé, des aires drainées non connectées se développent rapidement avant de fusionner à la surface ruisselante à l'aval. Il y a ensuite de nouveau croissance de la distance de connexion. Celle-ci est plus lente et prend fin pour des volumes normalisés supérieurs à la capacité de stockage. Lorsqu'il y a combinaison des processus advectif et diffusif, une différenciation au sein de la surface apparaît donc au moment où le ruissellement se déclenche. Pour des surfaces plus évoluées, la seconde augmentation est plus décalée vers des volumes élevés et son amplitude décroît jusqu'à la disparition du phénomène. Il ne reste plus alors que la première phase de connexion rapide suivie d'une décroissance des distances de transfert interne.

5.4.3.2 Diffusion seule

Par rapport à la combinaison diffusion-advection, Le ruissellement à l'aval apparaît à un temps universel légèrement plus important (fig. 5.13(a)). Pour les mêmes raisons que précédemment, des coefficients de ruissellement supérieurs à l'unité sont observés. Sa valeur maximale est cependant plus faible, dénotant une diminution plus lente du volume stocké. En fait, le volume stocké est toujours plus important que dans le cas précédent (fig. 5.13(b)), sa décroissance étant effectivement plus lente. La diminution des différences d'altitude apparaît à toutes les échelles tout en étant plus importante à courte distance (fig. 5.13(c)). C'est un écart par rapport aux résultats extraits des simulations expérimentales. Autre différence : la relation entre capacité de stockage et écart-type est linéaire sur toute la portion explorée (fig. 5.13(d)).

L'exemple d'évolution d'une surface représentée en figure 5.14 fait apparaître des géométries comparables au cas précédent (lissage et structures linéaires).

Le déclenchement du ruissellement à l'aval apparaît pour des volumes stockés de plus en plus faibles (fig. 5.15(a)). Il semble évoluer à peu près parallèlement à lui-même, en conservant en particulier sa forme sigmoïde. En

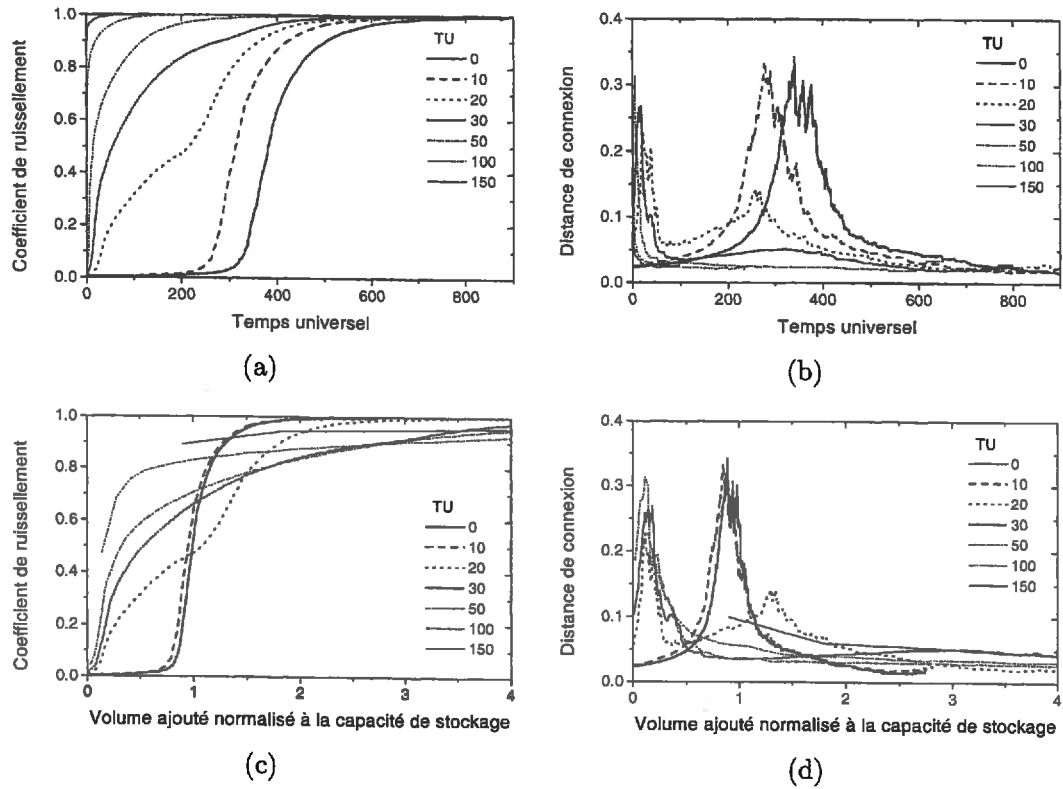


FIG. 5.12 – Évolution du comportement de la surface pour la combinaison diffusion-advection.

Les évolutions du coefficient de ruissellement et de la distance de connexion sont figurées en fonction du temps universel (volume ajouté) et du volume ajouté normalisé à la capacité de stockage de chaque surface.

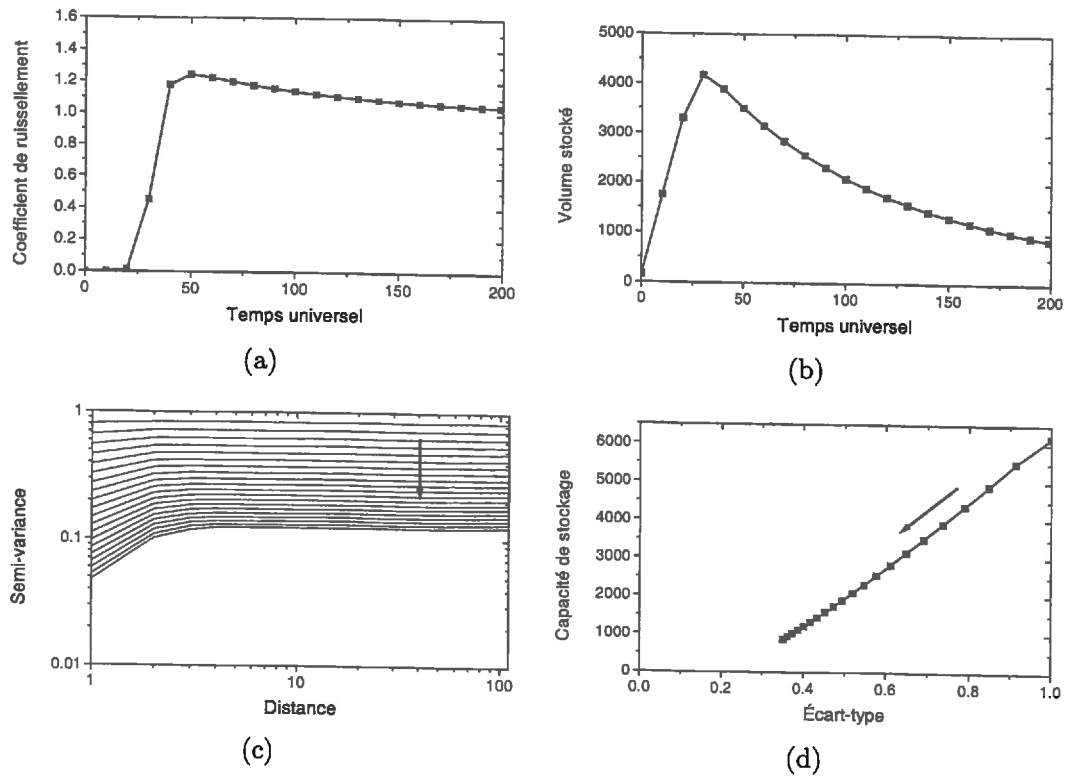


FIG. 5.13 – Évolutions du ruissellement, du volume stocké et des caractéristiques de la surface pour une diffusion seule.

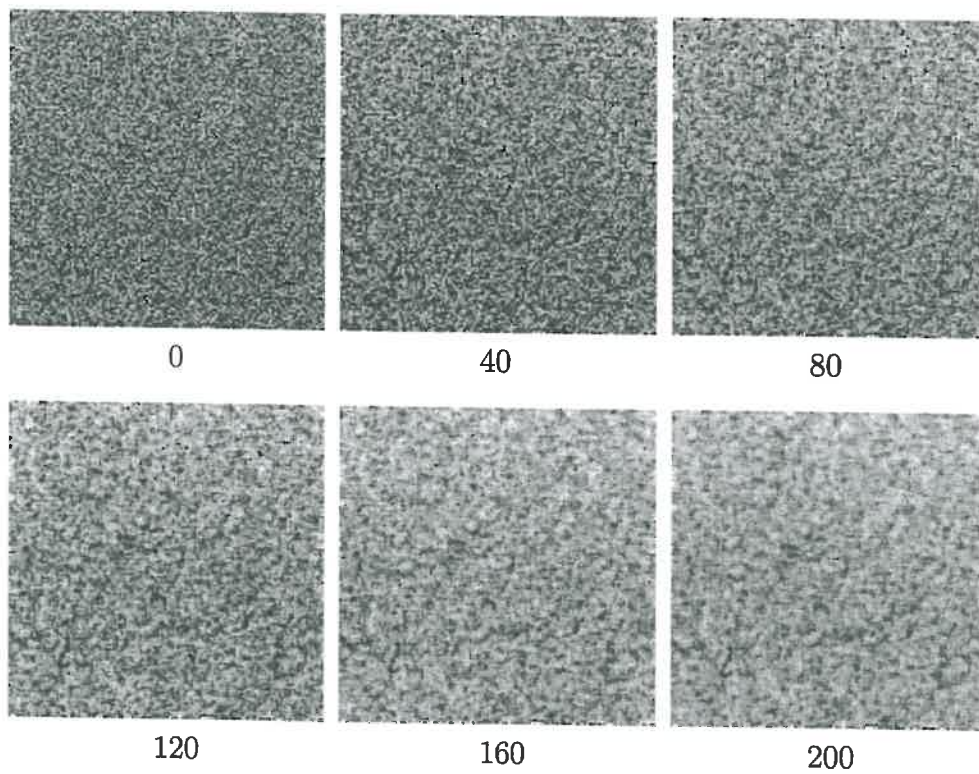


FIG. 5.14 – Évolution de la morphologie d'une surface dans le cas d'une diffusion seule.

Les temps universels correspondants sont notés sous les figures. La pente générale a été supprimée sur ces figures afin de mieux mettre en valeur les modifications de la rugosité aléatoire.

représentant les mêmes courbes non plus en fonction du volume absolu mais du volume normalisé à la capacité de stockage de chaque surface, on observe une bonne superposition des évolutions (fig. 5.15(c)). Cela signifie que malgré la diminution du volume de stockage, la dynamique des connexions est restée la même, tout au moins vue de la bordure aval. Tout au plus, on remarque un seuil un peu moins abrupt pour les surfaces les plus évoluées (TU égaux à 100 et 150 en particulier).

Tout comme pour le coefficient de ruissellement, les courbes de distance de connexion semblent principalement subir un décalage lorsqu'elles sont représentées en fonction du volume absolu (fig. 5.15(b)). Une fois le volume ajouté normalisé à la capacité de stockage, les courbes se retrouvent centrées autour de la même valeur (fig. 5.15(d)). Elles sont un peu élargies pour les surfaces les plus évoluées, ce qui est cohérent avec le léger étalement du coefficient de ruissellement précédemment noté.

Il ressort que le processus de diffusion, en faisant évoluer la géométrie de la rugosité, fait diminuer la capacité de stockage mais ne modifie pas la dynamique des connexions observée. Il ne rend pas compte à lui seul des observations effectuées sur les surfaces expérimentales.

5.4.3.3 Advection seule

Comme précédemment, le coefficient de ruissellement atteint des valeurs supérieures à l'unité (fig. 5.16(a)). Les volumes stockés sont inférieurs au cas « diffusion seule » à partir du moment où le ruissellement apparaît à l'aval (fig. 5.16(b)). Cela dénote, que pour les paramètres choisis, l'advection est plus efficace à diminuer le volume des dépressions que la diffusion. Toutefois, le même ordre de grandeur est conservé.

La décroissance de la semi-variance est beaucoup plus faible que précédemment, les courbes apparaissant mêmes superposées (fig. 5.16(c)). Pour une courbe particulière, la semi-variance est identique quelle que soit la distance. Il n'y a plus d'inflexion pour les courtes distances comme dans le cas de la diffusion seule. Le processus d'advection ne fait pas apparaître de corrélation spatiale sur le semi-variogramme. Il aboutit à une décroissance linéaire de la capacité de stockage en fonction de l'écart-type, mais celle-ci est plus rapide que dans le cas de la diffusion seule (fig. 5.16(d)). Ainsi, l'advection permet de conserver une rugosité importante pour une faible capacité de stockage.

Sur les images, les modifications de la topographie sont plus difficiles à saisir que dans les cas précédents. (fig. 5.17). En particulier, il n'y a pas de lissage de la surface. Excepté quelques modifications localisées, la surface ne semble pas avoir beaucoup évoluée. On peut cependant noter le développement de quelques structures linéaires.

L'analyse du comportement de ces surfaces montre une évolution notable des courbes de coefficient de ruissellement (fig. 5.18(a)). Elles ressemblent

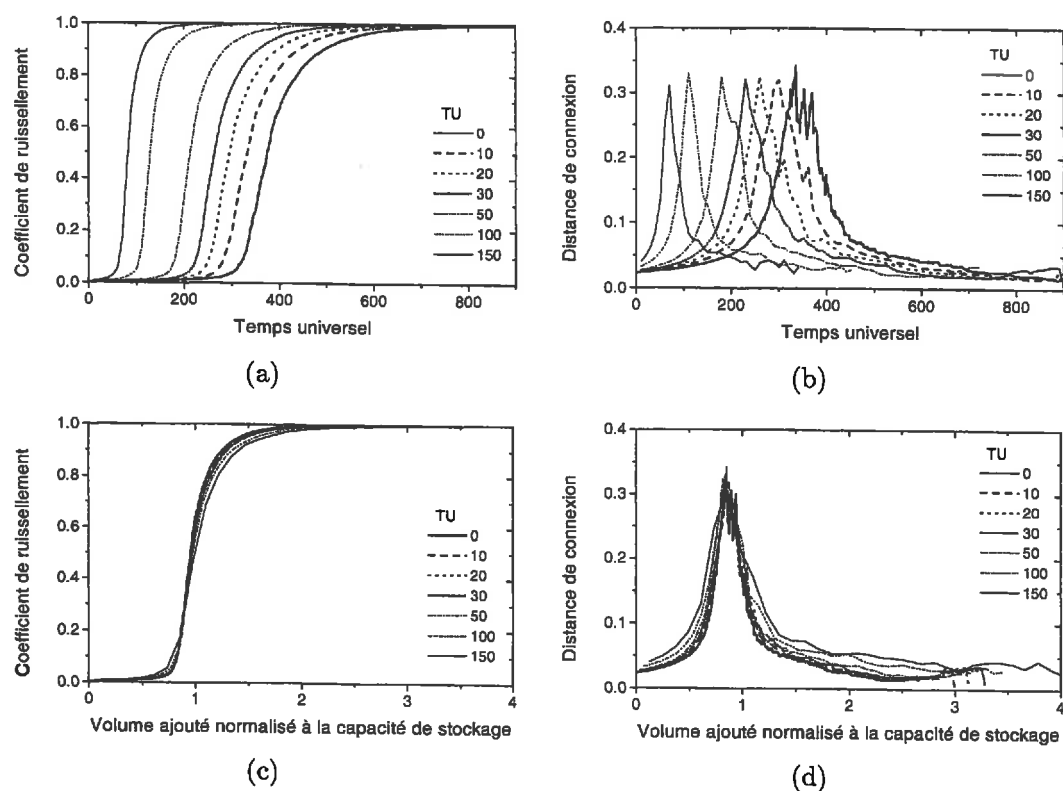


FIG. 5.15 – Évolution du comportement de la surface pour une diffusion seule. Les évolutions du coefficient de ruissellement et de la distance de connexion sont figurées en fonction du temps universel (volume ajouté) et du volume ajouté normalisé à la capacité de stockage de chaque surface.

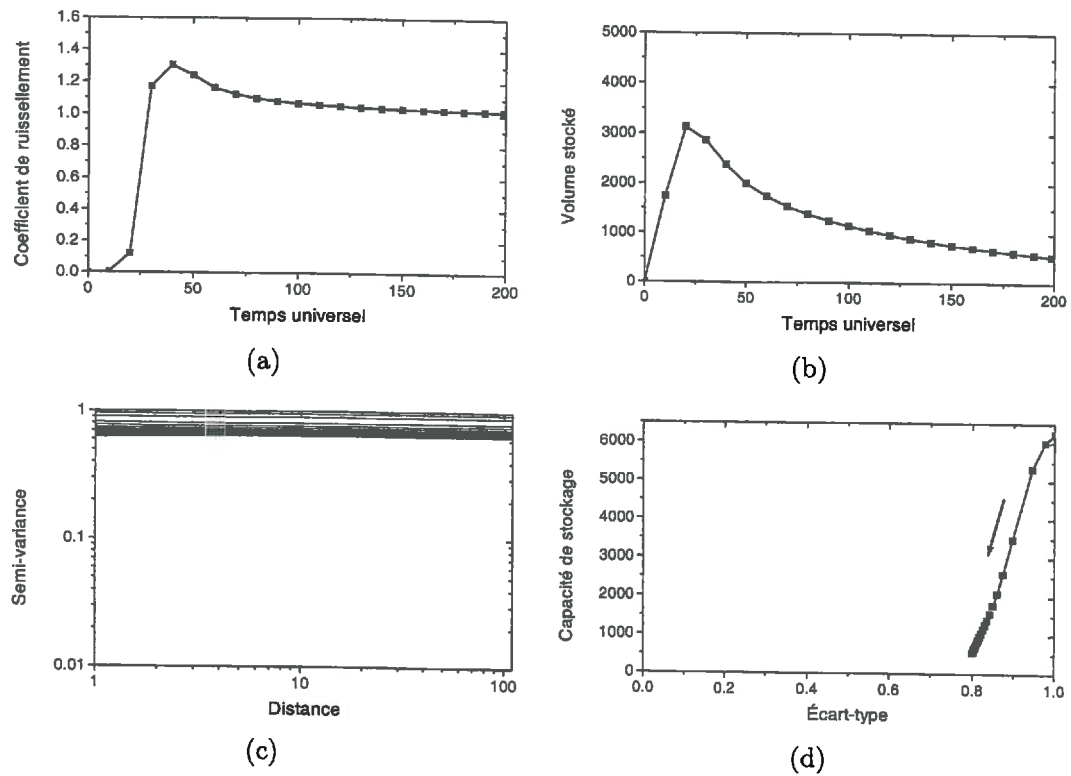


FIG. 5.16 – Évolutions du ruissellement, du volume stocké et des caractéristiques de la surface pour une advection seule.

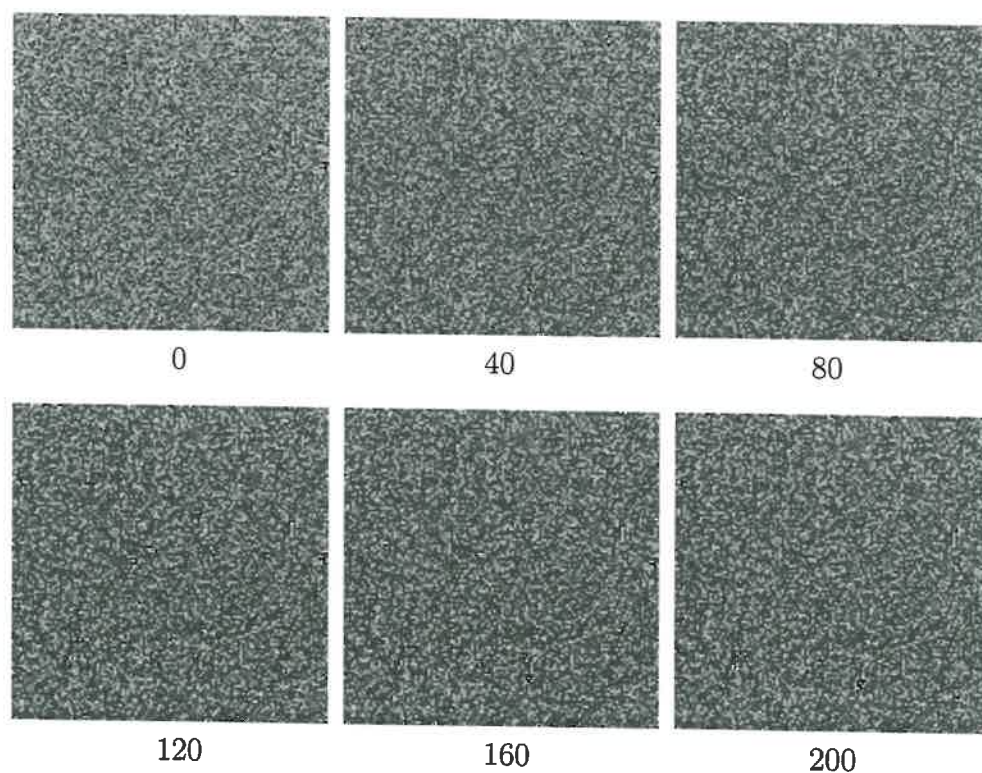


FIG. 5.17 – Évolution de la morphologie d'une surface dans le cas d'une advection seule.

Les temps universels correspondants sont notés sous les figures. La pente générale a été supprimée sur ces figures afin de mieux mettre en valeur les modifications de la rugosité aléatoire.

beaucoup à celles obtenues pour la combinaison diffusion-advection, avec, en particulier, un palier initial qui disparaît et une difficulté à connecter l'ensemble de la surface (fig. 5.18(c)). On retrouve la similarité entre ces courbes de comportement et celles obtenues en utilisant les surfaces mesurées. La distance de connexion subit aussi une évolution semblable au cas de la combinaison diffusion-advection, témoignant d'une dynamique interne non-triviale (fig. 5.18(b) et 5.18(d)).

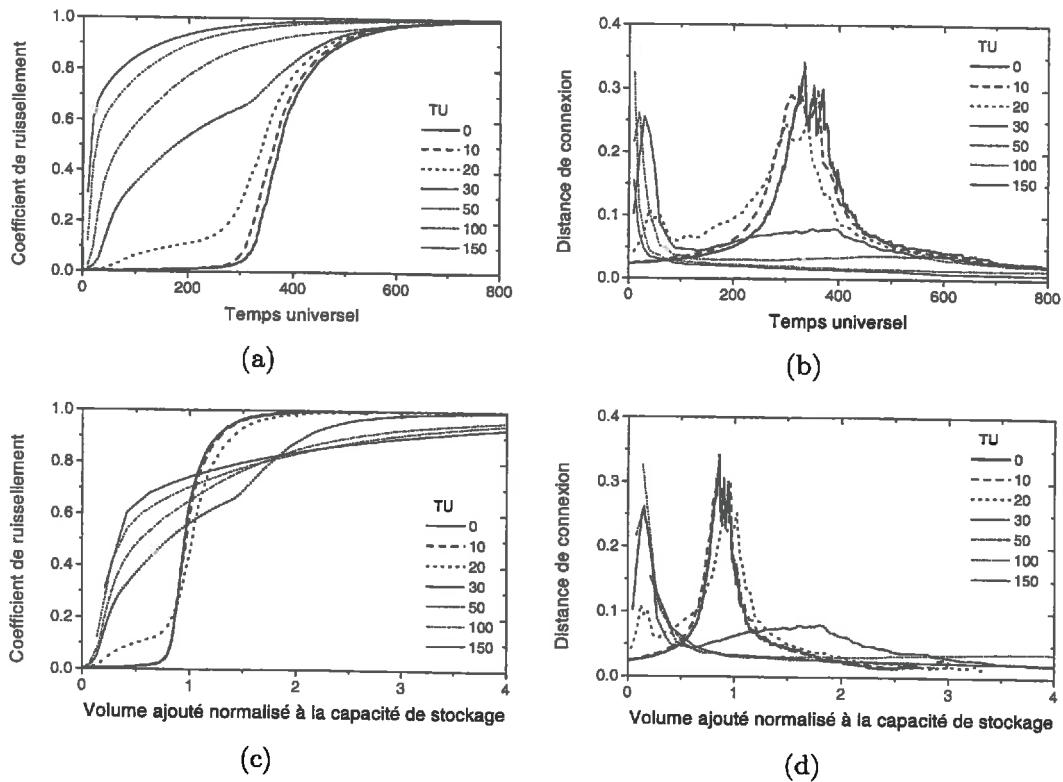


FIG. 5.18 – Évolution du comportement de la surface pour une advection seule. Les évolutions du coefficient de ruissellement et de la distance de connexion sont figurées en fonction du temps universel (volume ajouté) et du volume ajouté normalisé à la capacité de stockage de chaque surface.

5.4.4 Discussion

L'évolution des caractéristiques des surfaces peut être reproduite en utilisant une combinaison diffusion-advection ou l'advection seule. Si la diffusion est capable de faire diminuer la capacité de stockage, elle ne semble pas pouvoir modifier la dynamique des connexions. C'est le processus d'érosion-transport-sédimentation par advection qui est à l'origine de ressemblances entre les résultats de l'étude des surfaces mesurées et les simulations numériques.

Dans le cas où diffusion et advection sont combinées, la diffusion domine l'évolution du semi-variogramme alors que l'advection contrôle les connexions. La combinaison des processus accélère aussi la décroissance de la rugosité.

De part ses caractéristiques, c'est aux endroits où il y a le plus d'écoulement que le processus d'advection est le plus efficace, c'est-à-dire dans les zones de plus grandes aires drainées où l'écoulement est localement concentré. Le semi-variogramme n'est pas capable de caractériser ces modifications locales de la rugosité. Il ne montre en effet qu'une décroissance globale des différences d'amplitudes.

La diffusion ne dépend pas du flux d'eau, elle agit de manière homogène sur toute la surface. Comme elle se limite à des transferts entre proches voisins, elle favorise un lissage à courte distance. Cela cause une diminution des différences d'altitude à grande distance.

Ce lissage à courte distance n'a pas été observé sur les semi-variogrammes des surfaces expérimentales. Cela pourrait signifier que le processus de diffusion n'y est pas efficace. Bien que l'effet splash existe, ses caractéristiques ne favoriseraient pas une décroissance rapide de la semi-variance à courte distance. Alors que la diffusion est ici très locale (un point et ses voisins), l'effet splash est capable de transférer de la matière sur des distances supérieures. Les différences d'évolution de la rugosité pourraient aussi être dues aux différences entre les surfaces initiales utilisées. Les surfaces mesurées présentaient en effet des corrélations à courte distance absentes des surfaces générées dans la présente étude.

Ce travail montre que l'advection est probablement le processus majeur responsable des observations effectuées sur les surfaces mesurées. Cependant les nombreuses simplifications effectuées impliquent des approfondissements lors des recherches futures.

5.5 Caractérisation et évolution de la rugosité — Discussion générale

De cette étude combinant à la fois des surfaces mesurées et des surfaces générées, il ressort que les propriétés moyennes de la morphologie ne sont pas un bon indicateur de l'effet de la rugosité sur le ruissellement. Les morphologies locales semblent être déterminantes, en particulier sur le développement des connexions. Il ressort que ce sont de petites incisions localisées qui contraignent le comportement du ruissellement sur la surface. Certes, sur les zones inter-rigoles, les processus diffusifs dominent la forme générale. Toutefois, les processus advectifs, même s'ils sont plus ponctuels dans leurs effets, jouent un rôle important sur la dynamique du ruissellement.

La recherche d'un marqueur caractérisant les propriétés des surfaces face au ruissellement n'était pas l'objectif principal de ce travail. Cependant, des

éléments nouveaux (bien que pas très encourageants...) ont été mis en évidence. À la lumière de l'étude des surfaces mesurées, il apparaît que l'ensemble de la rugosité ne conditionne pas la capacité de stockage. Cela entraîne un biais dans les index. Il semble aussi que peu d'espoir puisse être placé sur des indices tirés de simples profils de rugosité. Il ne s'agit là ni d'un problème de résolution, ni d'un problème de précision des mesures. Bien plus fondamentalement, un profil ne contient probablement pas les informations permettant de remonter au comportement du ruissellement sur la surface. En particulier, les exutoires des dépressions ne pouvant pas être caractérisés, leurs volumes et leurs facilités de connexion ne sont pas accessibles.

La prise en compte de la surface en tant que telle semble alors une nécessité. Le remplissage des dépressions par une succession de marcheurs est une première méthode de caractérisation numérique. Toutefois, d'autres méthodes, basées par exemple sur l'analyse morphologique, pourraient probablement être utilisées.

Dans cette optique de mesure et de caractérisation numérique des surfaces, les contraintes ne semblent pas aussi rédhibitoires que dans les années passées. En effet, on est actuellement capable de mesurer une surface presque aussi rapidement que l'on mesurait alors un profil². De plus, les temps et coûts de calculs sont beaucoup moins déterminants.

Malgré ses améliorations, il faut toutefois pouvoir mettre en œuvre les outils adéquats. Cela impose des contraintes de coût, de disponibilité, de transport, etc., qui ne sont pas à négliger. Il est alors important de rappeler que la caractérisation des propriétés de la rugosité peut être effectuée par observation directe de l'opérateur. Les marqueurs pertinents sont à identifier en fonction des conditions locales du terrain. Des travaux dans ce sens ont été effectués ou sont encore en cours (Bergsma, 1997 ; Auzet *et al.*, 1998).

Une telle approche s'intègre plus généralement dans une démarche de caractérisation des états de surface du sol. On peut faire probablement faire une typologie des rugosités qui relie les marqueurs de terrain au « potentiel ruisselant » des surfaces. Ainsi, la présence de griffures, de micro-rigoles ou de cols de dépression concaves, témoignent que des processus advectifs ont été actifs. Dans ce cas, et du point de vue de la rugosité, les connexions entre dépressions seront faciles à établir lors d'averses futures. En l'absence de marqueurs d'incision localisée, un délai existera avant un déclenchement probablement du ruissellement (courbe avec seuil de forme sigmoïde).

2. Communication personnelle de C. Huang, NSERL, USDA-ARS, Purdue Univ., USA.

Une étude préliminaire des transferts dissous

Résumé

C E DERNIER CHAPITRE examine les apports potentiels d'un modèle de marcheurs conditionnés au problème des transferts de matière à l'état dissous. Les redistributions et les exportations dépendent de la durée d'interaction entre le sol et l'eau. Ceci est représenté par des coefficients de partage différents en fonction de la rugosité (hors ou dans une flaque).

U N TRANSFERT MASSIF vers l'exutoire existe au moment de la généralisation du ruissellement à l'exutoire. En fonction du contraste entre les coefficients de partage, la substance dissoute peut continuer à être exportée pendant des durées variables. Une méthode de caractérisation des transferts internes reste à mettre au point.

6.1 Introduction

Le ruissellement correspond à un transfert d'eau en surface auquel des particules et des substances chimiques sont associées. Selon leurs propriétés, ces substances chimiques peuvent être transportées de deux manières : adsorbées sur les particules ou dissoutes dans l'eau. Nous allons ici nous intéresser au transport dissous. Une fois mise en solution, une substance peut être redistribuée à l'intérieur de la parcelle ou exportée. Comme précédemment, il apparaît que la distance de transfert va être un paramètre clef pour comprendre leur dynamique.

Cette partie de l'étude est essentiellement exploratoire. Il s'agit de préciser ce qu'un modèle distribué basé sur la technique des marcheurs peut apporter à la compréhension des redistributions de soluté. Tout comme précédemment, nous allons rester très simples dans la représentation des processus.

La durée de l'interaction sol-eau est un paramètre important pour la mise en solution d'une substance chimique. Dans le cas d'une surface rugueuse, on peut distinguer deux domaines. Dans les flaques, le temps de résidence de l'eau est importante. Ce sont des aires où l'interaction entre eau et sol pourra être notable. Au contraire, hors des flaques, l'eau en écoulement a un laps de temps beaucoup plus court pour interagir. Nous allons explorer les conséquences de ces deux domaines sur le transfert et la redistribution de substances chimiques en solution.

6.2 Méthode

Les procédures d'infiltration et de modification de la géométrie de surface ont été supprimées. Nous travaillerons donc à géométrie fixe. L'eau pourra soit être stockée dans les dépressions, soit sortir du système.

Le déplacement des marcheurs suit les mêmes règles que précédemment. La quantité de substance transportée par un marcheur est initialement nulle. Une répartition des masses est ensuite calculée en chaque point de son parcours :

$$K = \frac{M_m}{M_s} \quad (6.1)$$

où K est le coefficient de partage, M_m la masse de substance transportée par le marcheur et M_s la masse présente en surface. On notera que ce sont bien des masses qui apparaissent dans cette équation et non des concentrations. En effet, afin de simplifier, le volume d'eau du marcheur n'est pas pris en compte dans le calcul du partage.

Au cours de son déplacement, le marcheur va prendre ou déposer la substance en fonction des quantités relatives qu'il rencontre. Afin de rendre compte des différences de durée d'interaction entre le sol et l'eau, deux valeurs de K sont utilisées. Si le marcheur se déplace sur une flaque, le coefficient de partage

est pris égal à l'unité. Cela signifie que le stock total est divisé en deux parties égales ; l'une sera transportée par le marcheur, l'autre constituera le nouveau stock local. Lorsque le marcheur se trouve sur un point exondé, une valeur de K plus faible est utilisée. Elle est spécifiée en début de simulation.

6.3 Résultats

Lors des simulations effectuées, les surfaces étaient aléatoires, sans corrélation ; la pente générale était nulle. La quantité initiale de substance stockée en chaque point est arbitrairement fixée à l'unité. Elle est donc répartie de manière uniforme sur toute la surface. La dynamique des transferts a été étudiée pour trois valeurs du coefficient de partage (10^{-1} , 10^{-2} et 10^{-3}). Pour chaque cas, distribution des pluies, rugosités et écoulements sont identiques. Les résultats présentés sont des moyennes effectuées sur vingt réalisations.

Comme le coefficient de partage du soluté n'affecte en rien la dynamique du ruissellement, coefficient de ruissellement et distance de connexion sont les mêmes pour toutes les valeurs du coefficient de partage (fig. 6.1(a)). Pour les conditions présentes, le déclenchement survient aux alentours de 70 TU.

Les flux de soluté dépendent de la valeur du coefficient de partage (fig. 6.1(b) et 6.1(c)). Toutes les courbes reflètent un transfert important lors du déclenchement du ruissellement. Il est d'autant plus précoce que le coefficient de partage est important. Le flux maximal croît avec le coefficient de partage (de 550 pour 10^{-3} à 850 pour 10^{-1}). Des différences notables s'observent pour les temps universels supérieurs à 100. Alors que l'ensemble du soluté est lavé de la surface à 150 TU pour $K = 10^{-1}$, du soluté continue à sortir du système pendant une durée non négligeable pour les coefficients de partage plus faibles.

Le transfert de soluté à l'exutoire fait diminuer la quantité stockée à l'intérieur du système (fig. 6.2(a)). Pour les faibles coefficients de partage, une quantité significative persiste après la généralisation du ruissellement à toute la surface. Ainsi, pour $K = 10^{-3}$, plus du quart du stock est encore présent à 400 TU.

Des différenciations internes s'observent sur les images des quantités stockées en chaque point (fig. 6.3). Pour $K = 10^{-1}$, à 50 TU, de fortes quantités se retrouvent dans les dépressions (zones blanches). Dès 100 TU, la surface est presque lavée. Pour $K = 10^{-3}$, la répartition de la substance reste beaucoup plus homogène. Le cas $K = 10^{-2}$ montre un comportement intermédiaire. La variabilité interne du stock a été mesurée en utilisant des semi-variogrammes. Aucune différenciation en fonction de la distance n'apparaissait (semi-variogrammes plats). Le semi-variogramme n'est donc pas capable de caractériser les différenciations internes observées. On constate simplement une évolution des écarts-types sur les semi-variogrammes (fig. 6.2(b)). Les écarts-types deviennent rapidement importants pour la plus forte valeur du coefficient

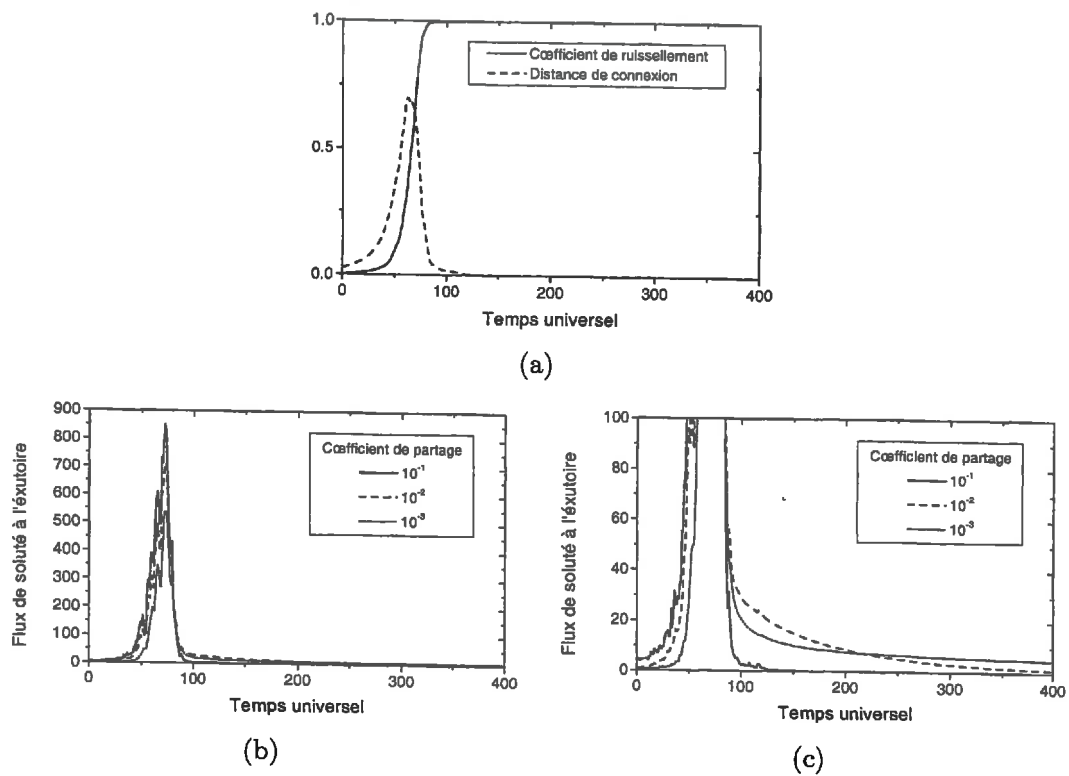


FIG. 6.1 – Évolutions du ruissellement et du flux de soluté à l'exutoire.
 (a) Coefficient de ruissellement et distance de connexion.
 (b) Flux de soluté à l'exutoire.
 (c) Détail du flux de soluté à l'exutoire.

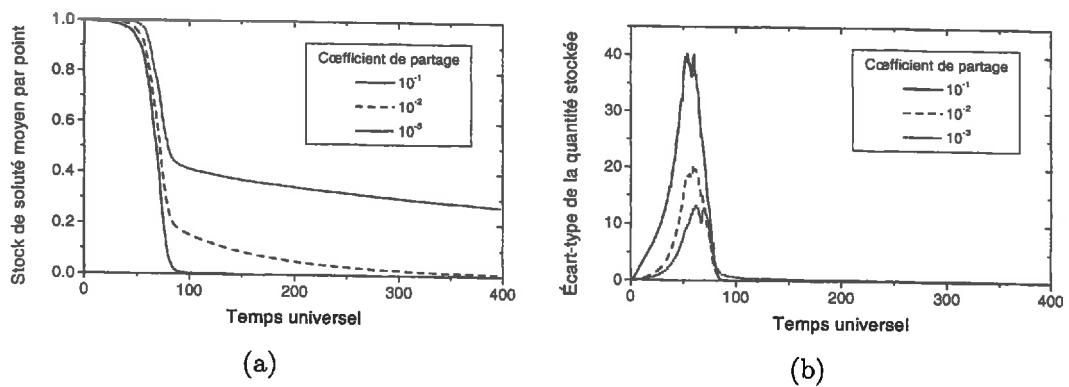


FIG. 6.2 – Évolution du stock de soluté à l'intérieur du système.
 (a) Stock moyen de soluté en chaque point.
 (b) Écart-type du stock de soluté en chaque point.

de partage. Dans ce cas, l'écoulement est capable de transférer efficacement le soluté et donc de faire apparaître une forte différenciation au sein de la surface. La variabilité maximale est atteinte lors du déclenchement du ruissellement, donc à un temps sensiblement identique dans le trois cas.

6.4 Discussion

Les flux de soluté les plus importants sont observés au moment du déclenchement du ruissellement à l'exutoire. Pendant toute la phase de remplissage des dépressions et de développement interne des connections, l'écoulement a transporté le soluté vers les flaques. Au moment du déclenchement du ruissellement, le stock de soluté est ainsi très facilement mobilisé.

La phase précoce où les transferts internes dominant contrôlent une part importante de la redistribution. Dans les cas étudiés ici, on atteignait toujours le stade du ruissellement généralisé. Dans le cas d'averses naturelles de faibles durées et intensités, les transferts sont essentiellement internes. On aboutira alors à une forte variabilité spatiale des stocks avec des concentrations locales importantes sans que de forts flux à l'exutoire ne soient constatés. Afin de progresser plus avant dans la caractérisation des redistributions internes, un marqueur plus pertinent que l'écart-type doit être trouvé.

Suite à la phase de déclenchement, le soluté peut continuer à être présent dans le fluide pendant des durées variables qui dépendent du coefficient de partage. Pour de fortes valeurs, la substance est efficacement transférée. Par contre, pour de faibles valeurs de K , on peut atteindre une quasi-stabilisation du flux de soluté à des valeurs non nulles. La durée de « relargage » de la substance par la surface varie donc fortement. Pour bien l'apprécier, il faudrait cependant définir un flux minimal pour lequel les sorties sont considérées comme négligeable.

6.5 Conclusion

La présente approche a été développée à titre exploratoire. Le modèle semble capable de prendre en compte le transferts de soluté. Les relations mises en évidence entre rugosité et transferts sont actuellement très partielles.

La question de la comparaison avec des mesures de terrain reste ouverte. Cette étude préliminaire met cependant en avant que pour progresser il faudra tout d'abord trouver un marqueur de la variabilité interne des quantités stockées.

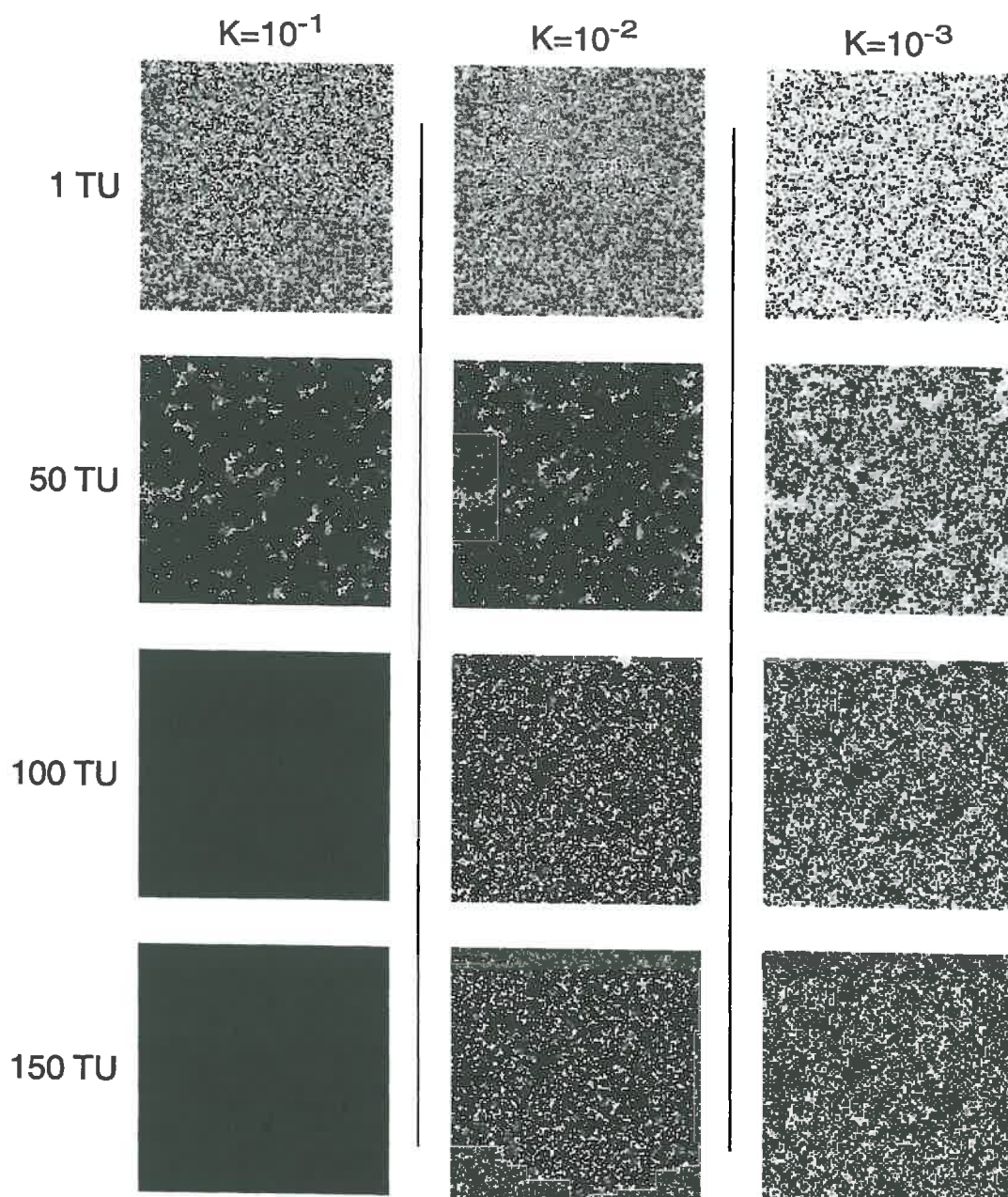


FIG. 6.3 – Images de la répartition des quantités de substance. Pour chaque coefficient de partage, un exemple d'évolution de la répartition interne est figurée. Les tons blancs correspondent aux valeurs les plus importantes. Afin d'apprécier la variabilité interne, les échelles de gris sont propres à chaque image.

Conclusions et perspectives

Démarche et modèle

Ce travail a été guidé par une démarche visant à étudier le ruissellement à partir d'une représentation simplifiée des écoulements. L'étude est basée sur un modèle numérique utilisant la technique des marcheurs conditionnés. Ce modèle a été un outil permettant d'obtenir une vision distribuée du ruissellement pour l'étude de la dynamique des transferts interne et externe et du rôle de la rugosité dans ces transferts.

Les transferts à l'extérieur du système sont mesurés par le *coefficient de ruissellement*, notion classique en hydrologie. Les redistributions internes d'eau sont étudiées en utilisant la *distance de connexion*. Elle mesure la distance de transfert de l'eau à l'intérieur des aires ne contribuant pas au ruissellement à l'exutoire.

Tout en étant spatialement distribué, le modèle présente l'avantage d'une complexité algorithmique très modérée. Il permet d'étudier la relation entre la géométrie des écoulements et les flux. D'un point de vue numérique, il aurait été possible de combiner l'ensemble des processus simulés (transferts d'eau et de soluté, infiltration, érosion). Cependant, dans un objectif de compréhension, l'exploitation des résultats s'en serait trouvée très limitée. Enfin, l'absence de dimensionnement *a priori* a facilité une réflexion allant du général vers le particulier.

Pour de futurs développements, et en se basant sur la présente étude, on pourra raffiner la description des processus ou examiner de manière plus détaillée leurs interactions. Toujours dans le but d'une meilleure compréhension, il sera aussi possible d'appliquer la technique des marcheurs conditionnés à d'autres processus ou milieux.

L'ébauche d'un modèle de transport de substances dissoutes a été réalisé pour illustrer la possibilité de coupler ce type de transferts au modèle de ruissellement. Cependant, ni sa validation conceptuelle, ni l'incidence de la rugosité sur les redistributions n'ont pu être analysés.

Processus de ruissellement et percolation

La rugosité de surface a tenu un rôle central tout au long de l'étude. Notre description du déclenchement du ruissellement est basée sur le développement des connexions entre dépressions. Les mesures ne se sont pas limitées au ruissellement à l'exutoire afin de mieux cerner les mécanismes conduisant à l'apparition de ruissellement.

La distance de transfert de l'eau est une notion clef pour étudier la dynamique du système. Elle est ici basée sur une mesure des aires drainées non connectées. Du point de vue des processus, c'est la dynamique à l'intérieur du système qui gouverne la dynamique externe. Il a été noté à plusieurs reprises que des dynamiques internes différentes peuvent aboutir à des évolutions similaires des flux à l'exutoire. Autrement dit, l'examen de la seule dynamique externe ne permet pas de remonter à la dynamique interne. En conséquence, si l'on veut mieux comprendre les transferts à l'exutoire, il sera nécessaire d'examiner les redistributions qui s'opèrent à l'intérieur des parcelles. Cela impose de nouvelles contraintes de mesure.

Afin de formaliser les résultats du modèle, nous avons examiné si la théorie de la percolation pouvait représenter le processus de ruissellement. Il ressort que le ruissellement s'écarte de la percolation classique. Il semble que les mécanismes de connexion soient intermédiaires entre la *percolation classique* et la *percolation d'invasion*. En effet, si, dans l'ensemble, le ruissellement correspond à des connexions entre aires drainées (percolation classique), les mécanismes locaux de leur développement se rapprochent d'un processus d'invasion.

Cela suggère de nouveaux développements afin d'obtenir un formalisme plus approfondi. Un nouveau modèle du développement des connexions pourrait être mis au point. Ce modèle serait plus proche de ceux utilisés en théorie de la percolation. Il pourrait ainsi utiliser une grille dont la valeur de chaque point décrirait sa facilité à devenir connecté à ses voisins. Le modèle, plus simple que celui mis en œuvre, ne comporterait plus de volume d'eau au sens propre tout en étant capable de décrire une dynamique similaire.

Effets des différentes rugosités

L'effet des différents types de rugosité a été étudié sur des surfaces générées numériquement afin de pouvoir contrôler simplement leurs propriétés :

- *la pente générale* est une rugosité si l'on considère l'échelle du paysage. Sur une parcelle, elle différencie l'amont de l'aval. La pente générale tend à diminuer le stockage en surface et à favoriser le développement des connexions dans une direction particulière ;
- *la rugosité orientée* due aux sillons était ici simulée par une sinusoïde. Elle oriente les écoulements et modifie la capacité de stockage. En fonc-

tion de son orientation par rapport aux limites du système, la rugosité orientée peut soit faire diminuer, soit faire augmenter le volume stocké. Les réseaux de rigoles, un second type de rugosité orientée, n'ont pas été explicitement étudiés. Cependant, il est probable que l'on puisse considérer les rigoles comme autant de courts-circuits créant des connexions directes à l'aval ;

- la *rugosité aléatoire* est probablement la composante qui a le plus retenu notre attention. Elle contraint en particulier le stockage d'eau en surface et elle définit les dépressions. À la surface d'un sol, la rugosité aléatoire n'est corrélée qu'à une distance de l'ordre du décimètre. Pour des systèmes de taille supérieure au mètre carré, ces corrélations locales n'influencent pas le développement des connexions.

Une classification des différentes échelles caractéristiques a été établie. Au cours du développement des connexions, c'est tout d'abord la distance entre dépressions qui limite la distance de transfert de l'eau. Ensuite intervient la largeur des sillons puis leur longueur. En dernier lieu, la taille du système borne la distance de transfert. Cette succession d'échelles caractéristiques est souvent présente sur le terrain. D'une manière générale, ce seront les amplitudes relatives des différentes rugosités qui vont contraindre la dynamique du ruissellement.

Que ce soit pour des mesures sur le terrain ou dans les modèles de ruissellement, des conditions aux limites sont toujours présentes. Leurs effets, en général peu discutés, apparaissent importants. Ils concernent aussi bien la dynamique du ruissellement que, plus simplement, l'évaluation de la capacité de stockage.

Rôle de l'infiltration

L'infiltration, en soustrayant de l'eau, introduit un retard dans le déclenchement du ruissellement à l'exutoire. Elle cause aussi un étalement du seuil (déclenchement plus progressif). Si l'infiltration est présente, la capacité de stockage n'est plus un bon marqueur du seuil. Des aires drainées non connectées peuvent persister alors que la stabilisation du ruissellement à l'exutoire a été atteinte. Cela autorise des transferts internes prolongés sur des distances notables.

Enfin, en présence d'infiltration, lorsque la taille du système croît, le ruissellement à l'exutoire tend à diminuer alors que la distance de transfert maximale augmente. La présence d'infiltration, en modifiant la dynamique du ruissellement rend plus complexe l'application de la théorie de la percolation. Aussi, nous suggérons de focaliser les futurs travaux sur le cas sans infiltration afin de bien formaliser sa dynamique sous forme de lois, espérant ensuite intégrer l'infiltration comme une modification des relations établies.

Ruissellement et évolution de la rugosité

Les modifications de la géométrie de la surface causées par l'écoulement d'eau ont été observées sur des surfaces mesurées. Alors qu'initialement le ruissellement se déclenche de manière synchrone sur l'ensemble de la surface, une différenciation apparaît ensuite : en redistribuant les particules, le ruissellement crée des voies d'écoulement privilégiées. C'est alors la morphologie locale de la surface qui contrôle le développement des connexions.

L'utilisation complémentaire de surfaces générées a permis de préciser les modalités de cette évolution. Les processus diffusifs modifient la forme générale de la rugosité de manière uniforme. La capacité de stockage est affectée, mais pas la dynamique des connexions. Au contraire, les processus advectifs ont des effets localisés. Ils affectent fortement les connexions sans modifier notablement la forme générale de la rugosité. Leur prise en compte permet de retrouver des comportements observés sur les surfaces mesurées.

Ces conclusions laissent peu d'espoir de trouver un indice basé sur un simple profil de rugosité et qui soit capable de fournir, avec une bonne précision, des estimations de la capacité de stockage et du développement des connexions. Ceci est en particulier vrai pour les surfaces ayant déjà subi les effets du ruissellement. Dans ce contexte, utiliser des surfaces et non plus des profils semble nécessaire. L'indice pertinent devra prendre en compte les morphologies locales de la surface.

Références bibliographiques

- ABRAHAM A. D. (1998). « Discussion: 'Macroscale surface roughness and frictional resistance in overland flow' by D. S. L. Lawrence ». *Earth Surface Processes and Landforms*, 23:857–859.
- ABRAHAM A. D. et PARSONS A. J. (1994). « Hydraulics of interrill overland flow on stone-covered desert surfaces ». *Catena*, 23:111–140.
- ABRAHAM A. D., PARSONS A. J. et HIRSCH P. J. (1992). Field and laboratory studies of resistance to interrill overland flow on semi-arid hillslopes, Southern Arizona. Dans PARSONS A. J. et ABRAHAM A. D., éditeurs, *Overland Flow. Hydraulics and Erosion Mechanisms*, pages 1–23. University College London Press, London.
- ALLMARAS R. R., BURWELL R. E., LARSON W. E., HOLT R. F. et NELSON W. W. (1966). « Total porosity and random roughness of the interrow zone as influenced by tillage ». Report 7, U.S.D.A. Conservation Resource, U.S. Gov. Print. Office, Washington, DC.
- AUZET A. V., ANDRIEU P., ANGULO-JARAMILLO R., BARIAC T., BOULÈGUE J., BRESSON L.-M., DARBOUX F., ESTÈVES M., KIRKBY M. J., LE BISSONNAIS Y., LECOMTE V., LUDWIG B., GASCUEL-ODOUX C., PLANCHON O., POT V. et B (1998). « Dynamic hydrology of the soil surface ». Dans *European Geophysical Society, XIII General Assembly*, page C 521, Nice, France. European Geophysical Society.
- BAIRD A. J., THORNES J. B. et WATTS G. P. (1992). Extending overland-flow models to problems of slope evolution and the representation of complex slope-surface topographies. Dans PARSONS A. J. et ABRAHAM A. D., éditeurs, *Overland Flow. Hydraulics and Erosion Mechanisms*, pages 199–223. University College London Press, London.
- BERGSMA E. (1997). « Erosion hazard evaluation from soil microtopographic features — An application on soil loss plots, Northern Thailand ». *Land Husbandry*, 2(1):45–58.
- BERKOWITZ B. et BALBERG I. (1993). « Percolation theory and its application to groundwater hydrology ». *Water Resources Research*, 29(4):775–794.

- BERTUZZI P., CAUSSIGNAC J. M., STENGEL P., MOREL G., LORENDEAU J. Y. et PELLOUX G. (1990a). « An automated, noncontact laser profile meter for measuring soil roughness in situ ». *Soil Science*, 149(3):169–178.
- BERTUZZI P., GARCIA-SANCHEZ L., CHADŒUF J., GUÉRIF J. et GOULARD M. (1995). « Modelling surface roughness by a Boolean approach ». *European Journal of Soil Science*, 46:215–220.
- BERTUZZI P., RAUWS G. et COURAULT D. (1990b). « Testing roughness indices to estimate soil surface roughness changes due to simulated rainfall ». *Soil & Tillage Research*, 17:87–99.
- BLÖSCHL G., GRAYSON R. B. et SIVAPALAN M. (1995). « On the Representative Elementary Area (REA) concept and its utility for distributed rainfall-runoff modelling ». *Hydrological Processes*, 9:313–330.
- BLÖSCHL G. et SIVAPALAN M. (1995). « Scale issues in hydrological modelling: a review ». *Hydrological Processes*, 9:251–290.
- BOUR O. et DAVY Ph. (1997). « Connectivity of random fault networks following a power law fault length distribution ». *Water Resources Research*, 33(7):1567–1583.
- BROADBENT S. R. et HAMMERSLEY J. M. (1957). « Percolation processes, crystals and mazes ». *Proceedings of the Cambridge Philosophy Society*, 53:629–641.
- BROUGH D. L. et JARRET A. R. (1992). « Simple technique for approximating surface storage of slit-tilled fields ». *Transactions of the ASAE*, 35(3):885–890.
- BRUNEAU P. et GASCUEL-ODOUX C. (1990). « A morphological assessment of soil microtopography using a digital elevation model on one square metre plots ». *Catena*, 17:315–325.
- BRYAN R. B., GOVERS G. et POESEN J. (1989). « The concept of soil erodibility and some problems of assessment and application ». *Catena*, 16:393–412.
- CHADŒUF J., GOULARD M. et GARCIA-SANCHEZ L. (1996). « Modeling soil surface roughness by Boolean random functions ». *Microsc. Microanal. Microstruct.*, 7:557–563.
- CHADŒUF J., MONESTIEZ P., BERTUZZI P. et STENGEL P. (1989). « Parameter estimation in a Boolean model of rough surface: application to soil surfaces ». *Acta Stereologica*, 8(2):635–640.
- CHANDLER J. (1999). « Effective application of automated digital photogrammetry for geomorphological research ». *Earth Surface Processes and Landforms*, 24:51–63.
- CHASE C. G. (1992). « Fluvial landsculpting and the fractal dimension of topography ». *Geomorphology*, 5:39–57.
- COSANDEY C. et DE OLIVEIRA M. (1996). « Surfaces saturées, surface contributives: localisation et extension dans l'espace du bassin versant ». *Hydrological Sciences - Journal des Sciences Hydrologiques*, 41(5):751–761.

- CRAVE A. (1995). « Quantification de l'organisation des réseaux hydrographiques ». Thèse de doctorat, Université de Rennes I, Rennes, France.
- CREMERS N. H. D. T., VAN DIJK P. M., DE ROO A. P. J. et VERZANDVOORT M. A. (1996). « Spatial and temporal variability of soil surface roughness and the application in hydrological and soil erosion modelling ». *Hydrological Processes*, 10(8):1035–1047.
- CROS-CAYOT S. (1996). « Distribution spatiale des transferts de surface à l'échelle du versant. Contexte armoricain ». Thèse de doctorat, École nationale supérieure agronomique de Rennes, Rennes, France.
- CURRENCE H. D. et LOVELY W. G. (1970). « The analysis of soil surface roughness ». *Transactions of the ASAE*, 13:710–714.
- DAVIS J. C. (1973). *Statistics and data analysis in geology*. Wiley, New-York.
- DE ROO A. P. J., WESSELING C. G. et RITSEMA C. J. (1996). « LISEM: a single-event, physically based hydrological and soil erosion model for drainage basins. I: Theory, input and output ». *Hydrological Processes*, 10(8):1107–1117.
- EDWARDS G. M., TAYLOR N. C. et GODWIN R. J. (1994). The influence of soil surface configuration on depression storage, runoff and soil loss. Dans RICKSON R. J., éditeur, *Conserving soil resources: European perspectives.*, Chapitre 35, pages 387–397. CAB International, Wallingford, Oxon, United Kingdom.
- ELLISON W. D. (1947). « Soil erosion studies — Part V. Soil transportation in the splash process ». *Agricultural Engineering*, 28(8):349–353.
- ELLISON W. D. et SLATER C. S. (1945). « Factors that affect surface sealing and infiltration of exposed soil surfaces ». *Agricultural Engineering*, 26(4):156–162.
- ELTZ F. L. F. et NORTON L. D. (1997). « Surface roughness changes as affected by rainfall erosivity, tillage, and canopy cover ». *Soil Science Society of America Journal*, 61:1746–1755.
- ESFANDIARI M. et MAHESHWARI B. L. (1997). « Field values of the shape factor for estimating surface storage in furrows on a clay soil ». *Irrigation Science*, 17:157–161.
- EWING R. P. et GUPTA S. C. (1993a). « Modeling percolation properties of random media using a domain network ». *Water Resources Research*, 29(9):3169–3178.
- EWING R. P. et GUPTA S. C. (1993b). « Percolation and permeability in partially structured networks ». *Water Resources Research*, 29(9):3179–3188.
- FAVIS-MORTLOCK D. (1996). « An evolutionary approach to the simulation of rill initiation and development ». Dans *First International Conference on GeoComputation*, volume 1, pages 248–281.
- FAVIS-MORTLOCK D. (1998). « A self-organizing dynamic systems approach to

- the simulation of rill initiation and development on hillslopes ». *Computers & Geosciences*, 24(4):353–372.
- FAVIS-MORTLOCK D., BOARDMAN J., PARSONS A. et LASCELLES B. (1998). « Emergence and erosion: a model for rill initiation and development ». Dans ABRAHART R. J., éditeur, *Proceedings of the Third International Conference on GeoComputation*, University of Bristol, Bristol, UK.
- FLANAGAN D. C., HUANG C., NORTON L. D. et PARKER S. C. (1995). « Laser scanner for erosion plot measurements ». *Transactions of the ASAE*, 38(3):703–710.
- FLORY P. J. (1941). « Molecular size distribution in three dimensional polymers ». *Journal of the American Chemical Society*, 63:3083–3100.
- FOSTER G. R., EPPERT F. P. et MEYER L. D. (1979). « A programmable rainfall simulator for field plots ». Dans *Proceedings of Rainfall Simulator Workshop*, pages 45–59, Tucson, Arizona, USA. Science and Education Administration, Agricultural Reviews and Manuals, ARM-W-10.
- FOX D. M. et LE BISSONNAIS Y. (1998). « Process-based analysis of aggregate stability effects on sealing, infiltration, and interrill erosion ». *Soil Science Society of America Journal*, 62:717–724.
- FOX D. M., LE BISSONNAIS Y. et BRUAND A. (1998a). « The effect of ponding depth on infiltration in a crusted surface depression ». *Catena*, 32:87–100.
- FOX D. M., LE BISSONNAIS Y. et QUÉTIN Ph. (1998b). « The implications of spatial variability in surface seal hydraulic resistance for infiltration in a mound and depression microtopography ». *Catena*, 32:101–114.
- FOX S. M., BRYAN R. B. et PRICE A. G. (1997). « The influence of slope angle on final infiltration rate for interrill conditions ». *Geoderma*, 80:181–194.
- FREEBAIRN D. M., GUPTA S. C. et RAWLS W. J. (1991). « Influence of aggregate size and microrelief on development of surface soil crusts ». *Soil Science Society of America Journal*, 55:188–195.
- GALLIEN E., LE BISSONNAIS Y., EIMBERCK M., BENKHADRA H., LIGNEAU L., OUVRY J.-F. et MARTIN Ph. (1995). « Influence des couverts végétaux de jachère sur le ruissellement et l'érosion diffuse en sol limoneux cultivé ». *Cahiers Agricultures*, 4:171–183.
- GARCIA-SANCHEZ L. (1997). « Modélisation de la dynamique ruissellement-infiltration en fonction des états de surface ». Thèse de doctorat, Université de Montpellier II, Montpellier, France.
- GARCIA-SANCHEZ L., DI PIETRO L. et GERMANN P. F. (1996). « Lattice-gas approach to surface runoff after rain ». *Earth Surface Processes and Landforms*, 47:453–462.
- GASCUEL-ODOUX C., BRUNEAU P. et CURMI P. (1991). « Runoff generation: assessment of relevant factors by means of soil microtopography and micromorphology analysis ». *Soil Technology*, 4:209–219.

- GASCUEL-ODOUX C., CROS-CAYOT S. et DURAND P. (1996). « Spatial variations of sheet flow and sediment transport on an agricultural field ». *Earth Surface Processes and Landforms*, 21:843–851.
- GAYLE G. A. et SKAGGS R. W. (1978). « Surface storage on bedded cultivated lands ». *Transactions of the ASAE*, 21(1):101–104, 109.
- GOFF J. A. (1990). « Comment on 'Fractal mapping of digitized images: application to the topography of Arizona and comparison with synthetic images' ». *Journal of Geophysical Research*, 95(B4):5159.
- GOVERS G. (1991). « A field study on topographical and topsoil effects on runoff generation ». *Catena*, 18:91–111.
- GRAYSON R. B. et MOORE I. D. (1992). Effect of land-surface configuration on catchment hydrology. Dans PARSONS A. J. et ABRAHAM A. D., éditeurs, *Overland Flow. Hydraulics and Erosion Mechanisms*, pages 147–175. University College London Press, London.
- HAIRSINE P. B., MORAN C. J. et ROSE C. W. (1992). « Recent developments regarding the influence of soil surface characteristics on overland flow and erosion ». *Australian Journal of Soil Research*, 30:249–264.
- HELMING K., JESCHKE W. et STORL J. (1992). « Surface reconstruction and change detection for agricultural purposes by close range photogrammetry ». Dans FRITZ L. W. et LUCAS J. R., éditeurs, *International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing*, pages 610–617, Washington, D.C. International Society for Photogrammetry and Remote Sensing, Committee of the XVII International Congress for Photogrammetry and Remote Sensing.
- HELMING K., PRASAD S. N. et RÖMKENS M. J. M. (1997). « Drainage network characteristics on eroding soil surfaces ». Dans WANG S. S. Y., LANGENDOEN E. J. et SHIELDS, JR. F. D., éditeurs, *Management of Landscapes Disturbed by Channel Incision*, pages 691–696, The University of Mississippi. The Center for Computational Hydroscience and Engineering.
- HELMING K., RÖMKENS M. J. M. et PRASAD S. N. (1998a). « Surface roughness related processes of runoff and soil loss: a flume study ». *Soil Science Society of America Journal*, 62:243–250.
- HELMING K., RÖMKENS M. J. M., PRASAD S. N. et SOMMER H. (1998b). Erosional development of small scale drainage networks. Dans HERGARTEN S. et NEUGEBAUER H. J., éditeurs, *Process Modelling and Landform Evolution. Lectures Notes in Earth Science.*, volume 78, pages 123–146. Springer.
- HELMING K., ROTH C. H., WOLF R. et DIESTEL H. (1993). « Characterization of rainfall-microrelief interactions with runoff using parameters derived from Digital Elevation Models (DEMs) ». *Soil Technology*, 6:273–286.
- HILLEL D. (1972). *Soil and water. Physical principles and processes*. Academic Press, New York.

- HOWARD A. D. (1997). « A detachment-limited model of drainage basin evolution ». *Water Resources Research*, 30(7):2261–2285.
- HUANG C. (1998). Quantification of soil microtopography and surface roughness. Dans et AL. P. B., éditeur, *Fractals in soil science*, Chapitre 5, pages 153–168. CRC Press Inc., Boca Raton, FL, USA.
- HUANG C. et BRADFORD J. M. (1990a). « Depressional storage for Markovian-Gaussian surfaces ». *Water Resources Research*, 26(9):2235–2242.
- HUANG C. et BRADFORD J. M. (1990b). « Portable laser scanner for measuring soil surface roughness ». *Soil Science Society of America Journal*, 54:1402–1406.
- HUANG C. et BRADFORD J. M. (1992). « Applications of a laser scanner to quantify soil microtopography ». *Soil Science Society of America Journal*, 56:14–21.
- HUANG C., WHITE I., THWAITE E. et BENDELI A. (1988). « A noncontact laser system for measuring soil surface topography ». *Soil Science Society of America Journal*, 52:350–355.
- JOHNSON C. B., MANNERING J. V. et MOLDENHAUER W. C. (1979). « Influence of surface roughness and clod size and stability on soil and water losses ». *Soil Science Society of America Journal*, 43:772–777.
- KINNELL P. I. A. (1991). « The effect of flow depth on sediment transport induced by raindrops impacting shallow flows ». *Transactions of the ASAE*, 34(1):161–168.
- KÖLLA E. (1987). « Estimating flood peaks from small rural catchments in Switzerland ». *Journal of Hydrology*, 95:203–225.
- KOOI H. et BEAUMONT C. (1994). « Escarpment evolution on high-elevation rifted margins: insights derived from a surface processes model that combines diffusion, advection, and reaction ». *Journal of Geophysical Research*, 99(B6):12191–12209.
- KUIPERS H. (1957). « A reliefmeter for soil cultivation studies ». *Netherlands Journal of Agricultural Sciences*, 5:255–262.
- LANGFORD K. J. et TURNER A. K. (1972). « Effects of rain and depression storage on overland flow ». *Trans. Inst. Eng. Aust. CE*, 14(2):137–141.
- LAWRENCE D. S. L. (1997). « Macroscale surface roughness and frictional resistance in overland flow ». *Earth Surface Processes and Landforms*, 22:365–382.
- LAWRENCE D. S. L. (1998). « Reply: 'Macroscale surface roughness and frictional resistance in overland flow' ». *Earth Surface Processes and Landforms*, 23:861–863.
- LE BISSONNAIS Y., BRUAND A. et JAMAGNE M. (1989). « Laboratory experimental study of soil crusting: relation between aggregate breakdown mechanisms and crust structure ». *Catena*, 16:377–392.

- LEHRSCHE G. A., WHISLER F. D. et RÖMKENS M. J. M. (1988a). « Selection of a parameter describing soil surface roughness ». *Soil Science Society of America Journal*, 52:1439–1445.
- LEHRSCHE G. A., WHISLER F. D. et RÖMKENS M. J. M. (1988b). « Spatial variation of parameters describing soil surface roughness ». *Soil Science Society of America Journal*, 52:311–319.
- LINDEN D. R. et VAN DOREN, JR. D. M. (1986). « Parameters for characterizing tillage-induced soil surface roughness ». *Soil Science Society of America Journal*, 50:1560–1565.
- LINDEN D. R., VAN DOREN, JR. D. M. et ALLMARAS R. R. (1988). « A model of the effects of tillage-induced soil surface roughness on erosion ». Dans *Tillage and traffic in crop production*, pages 373–378, Edinburg, Scotland. 11th conference of the International Soil Tillage Organisation.
- MATHIER L. et ROY A. G. (1993). « Temporal and spatial variations of runoff and rainwash erosion on an agricultural field ». *Hydrological Processes*, 7:1–18.
- MATHIER L. et ROY A. G. (1996). « A study on the effect of spatial scale on the parameters of a sediment transport equation for sheetwash ». *Catena*, 26:161–169.
- MITCHELL J. K. et JONES, JR. B. A. (1976). « Micro-relief surface depression storage: analysis of models to describe the depth-storage function ». *Water Resources Bulletin*, 12(6):1205–1222.
- MOHAMOUD Y. M., EWING L. K. et BOAST C. W. (1990). « Small plot hydrology — 1. Rainfall infiltration and depression storage determination ». *Transactions of the ASAE*, 33(4):1121–1131.
- MOORE D. C. et SINGER M. J. (1990). « Crust formation effects on soil erosion processes ». *Soil Science Society of America Journal*, 54:1117–1123.
- MOORE I. D. et LARSON C. L. (1979). « Estimating micro-relief surface storage from point data ». *Transactions of the ASAE*, 22(5):1073–1077.
- MORGAN R. P. C., QUINTON J. N., SMITH R. E., GOVERS G., POESEN J. W. A., AUERSWALD K., CHISCI G., TORRI D. et STYCZEN M. E. (1998). « The European Soil Erosion Model (EUROSEM): a dynamic approach for predicting sediment transport from fields and small catchments ». *Earth Surface Processes and Landforms*, 23:527–544.
- MURRAY A. B. et PAOLA C. (1994). « A cellular model of braided rivers ». *Nature*, 371:54–57.
- MURRAY A. B. et PAOLA C. (1997). « Properties of a cellular braided-stream model ». *Earth Surface Processes and Landforms*, 22:1001–1025.
- ONSTAD C. A. (1984). « Depressional storage on tilled soil surfaces ». *Transactions of the ASAE*, 27(3):729–732.
- ONSTAD C. A., WOLFE M. L., LARSON C. L. et SLACK D. C. (1984). « Tilled

- soil subsidence during repeated wetting ». *Transactions of the ASAE*, 27:733–736.
- PARDINI G. et GALLART F. (1998). « A combination of laser technology and fractals to analyse soil surface roughness ». *European Journal of Soil Science*, 49:197–202.
- PARSONS A. J., ABRAHAM A. D. et WAINWRIGHT J. (1994). « On determining resistance to interrill overland flow ». *Water Resources Research*, 30(12):3515–3521.
- PLANCHON O., ESTÈVES M. et SILVERA N. (1998). « Le micro-relief d'un sol sarclé. Mesure, modélisation et conséquences sur le ruissellement et l'érosion ». Dans *16th World Congress of Soil Science*, Montpellier, France. ISSS-AISS-IDG-SICS AFES, CIRAD.
- POESEN J. (1984). « The influence of slope angle on infiltration rate and Hortonian overland flow volume ». *Zeitschrift fuer Geomorphologie, Supplementband*, 49:117–131.
- POESEN J. W. A. (1992). Mechanisms of overland flow generation and sediment production on loamy and sandy soils with and without rock fragments. Dans PARSONS A. J. et ABRAHAM A. D., éditeurs, *Overland Flow. Hydraulics and Erosion Mechanisms*, pages 275–305. University College London Press, London.
- POESEN J. W. A. et BRYAN R. B. (1989–1990). « Influence de la longueur de pente sur le ruissellement : rôle de la formation de rigoles et de croûtes de sédimentation ». *Cahiers ORSTOM*, 25(1–2):71–80.
- PRESS W. H., TEUKOLSKY S. A., VETTERLING W. T. et FLANNERY B. P. (1992). *Numerical recipes in C*. Cambridge University Press, Cambridge, USA.
- RENARD K. G., FOSTER G. R., WEESIES G. A., MCCOOL D. K. et YODER, COORDINATORS D. C. (1997). « Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE) ». Agricultural Handbook 703, United States Department of Agriculture — Agricultural Research Service.
- RÖMKENS M. J. M. et WANG J. Y. (1986). « Effect of tillage on surface roughness ». *Transactions of the ASAE*, 29(2):429–433.
- RÖMKENS M. J. M. et WANG J. Y. (1987). « Soil roughness changes from rainfall ». *Transactions of the ASAE*, 30(1):101–107.
- SAUPE D. (1988). Algorithms for random fractals. Dans PEITGEN H.-O. et SAUPE D., éditeurs, *The science of fractal images*, Chapitre 2, pages 71–113, 126–136. Springer-Verlag, New-York.
- SCHMITTBUHL J., VILOTTE J.-P. et ROUX S. (1993). « Percolation through self-affine surfaces ». *Journal of Physics A: Math. Gen.*, 26:6115–6133.
- SCOGING H., PARSONS A. J. et ABRAHAM A. D. (1992). Application of a dynamic overland-flow hydraulic model to a semi-arid hillslope, Walnut Guch,

- Arizona. Dans PARSONS A. J. et ABRAHAM A. D., éditeurs, *Overland Flow. Hydraulics and Erosion Mechanisms*, pages 105–145. University College London Press, London.
- SMITH R. E. et HEBBERT R. H. B. (1983). « Mathematical simulation of interdependent surface and subsurface hydrologic processes ». *Water Resources Research*, 19(4):987–1001.
- SNEDDON J. et CHAPMAN T. G. (1989). « Measurement and analysis of depression storage on a hillslope ». *Hydrological Processes*, 3:1–13.
- SNEDDON J. et LUTZE T. A. (1989). « Close-range photogrammetric measurement of erosion in coarse-grained soils ». *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 55(5):597–600.
- STAUFFER D. et AHARONY A. (1994). *Introduction to percolation theory*. Taylor & Francis, London, revised second edition.
- STOCKMAYER W. H. (1943). « Theory of molecular size distribution and gel formation in branched-chain polymers ». *Journal of Chemical Physics*, 11:45–55.
- STONE J. J., LANE L. J., SHIRLEY E. D. et HERNANDEZ M. (1995). « Chapter 4 - Hillslope surface hydrology ». Dans FLANAGAN D. C. et NEARING M. A., éditeurs, *USDA - Water Erosion Prediction Project. Hillslope profile and watershed model documentation*, pages 4.1–4.20, National Soil Erosion Research Laboratory, West Lafayette, Indiana 47907, USA. USDA-ARS. NSERL Report No. 10. Disponible à <<http://topsoil.nserl.purdue.edu/weppmain/wepp.html>>.
- THOMAS J. (1990). « Big rills have little rills... ». *Nature*, 345:764–765.
- THORNES J. B. (1980). Erosional processes of running water and their spatial and temporal controls: a theoretical viewpoint. Dans KIRKBY M. J. et MORGAN R. P. C., éditeurs, *Soil Erosion*, Chapitre 5, pages 129–182. John Wiley and Sons Ltd., Chichester.
- ULLAH W. et DICKINSON W. T. (1979). « Quantitative description of depression storage using a digital surface model ». *Journal of Hydrology*, 42:63–75.
- VALENTIN C. et BRESSON L.-M. (1992). « Morphology, genesis and classification of surface crusts in loamy and sandy soils ». *Geoderma*, 55:225–245.
- VAN OUWERKERK C., POT M. et BOERSAM K. (1982). « Electronic microreliefmeter for seedbed characterization ». *Soil & Tillage Research*, 2:81–90.
- VOSS R. F. (1988). Fractals in nature: from characterization to simulation. Dans PEITGEN H.-O. et SAUPE D., éditeurs, *The science of fractal images*, Chapitre 1, pages 21–70. Springer-Verlag, New-York.
- WARNER W. S. (1995). « Mapping a three-dimensional soil surface with hand-held 35 mm photography ». *Soil & Tillage Research*, 34:187–197.
- WHALLEY W. B. et REA B. R. (1994). « A digital surface roughness meter ». *Earth Surface Processes and Landforms*, 19:809–814.

- WILLGOOSE G. R., BRAS R. L. et RODRIGUEZ-ITURBE I. (1989). « Modelling of the erosional impacts of landuse change: a new approach using a physically based catchment evolution model ». Dans *Hydrology and Water resources Symposium*, pages 325–329, Christchurch, New Zealand.
- WOLFRAM S. (1982). « Cellular automata as simple self-organizing systems ». preprint CALT-68-938, Caltech. Disponible à <<http://www.stephenwolfram.com/articles/82-cellular/>>.
- WOLLNY E. (1877). *Der einfluss der pflanzendecke und beschattung auf die physikalischen eigenschaften und die fruchtbarkeit des bodens.* , Berlin.
- WOOD E. F., SIVAPALAN M. et BEVEN K. (1990). « Similarity and scale in catchment storm response ». *Reviews of Geophysics*, 28(1):1–18.
- WOOD E. F., SIVAPALAN M., BEVEN K. et BAND L. (1988). « Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modeling ». *Journal of Hydrology*, 102:29–47.
- WOODS R. et SIVAPALAN M. (1995). « Investigating the representative elementary area concept: an approach based on field data ». *Hydrological Processes*, 9:291–312.
- YOUNG R. A., RÖMKENS M. J. M. et MCCOOL D. K. (1990). Temporal variations in soil erodibility. Dans BRYAN R. B., éditeur, *Soil erosion — Experiments and models*, numéro 17 dans Catena supplement, pages 41–53. Catena Verlag, Cremlingen-Destedt.
- ZHANG W. et CUNDY T. W. (1989). « Modeling of two-dimensional overland flow ». *Water Resources Research*, 25(9):2019–2035.

Résumé

La morphologie de la surface du sol conditionne le ruissellement et réciproquement. Cette étude a été menée dans le but de mieux comprendre les mécanismes de contrôle et leurs interactions. Elle s'est focalisée sur le ruissellement diffus de type inter-rigoles. Ce travail s'appuie sur un modèle numérique basé sur la technique des marcheurs conditionnés. La dynamique du stockage de l'eau en surface est finement analysée en termes de genèse et de propagation du ruissellement.

Nous montrons que la propagation du ruissellement, considérée comme un développement de connexions entre dépressions, peut être assimilée à un processus de percolation. Une relation formelle entre la taille du système et la dynamique du ruissellement est proposée. Des surfaces numériquement générées permettent l'examen des dynamiques externes, à partir du calcul du coefficient de ruissellement, et internes, à partir d'un calcul de la distance de transfert. La distance de transfert est une mesure pertinente pour comprendre le comportement du système, le coefficient de ruissellement n'y suffisant pas. Les effets des différentes rugosités dépendent principalement de leurs amplitudes. La corrélation observée à courte distance ne modifie pas le développement des connexions.

En étant le moteur des redistributions de particules, l'écoulement d'eau aboutit à des évolutions non triviales de la géométrie des surfaces. Ce sont les processus affectant localement la morphologie de la surface qui ont les plus fortes conséquences sur le déclenchement du ruissellement. Toutefois, les méthodes courantes ne peuvent pas mettre en évidence ce type de modifications. Essentiellement focalisée sur les transferts d'eau et de particules, la redistribution de substances dissoutes est aussi abordée.

Mots clefs : ruissellement, rugosité, stockage, érosion, percolation, transfert, modèle, automate cellulaire.

Discipline : sciences de la Terre, hydrologie

NUMERICAL AND EXPERIMENTAL MODELLING OF OVERLAND FLOW. EFFECT OF ROUGHNESS ON TRANSFER DISTANCES.

Abstract

Soil surface morphology affects overland flow and vice versa. The goal of this study was to gain new insights into control mechanisms and their interactions. Attention is focused on sheetflow in inter-rill areas. A numerical model, based on a conditioned walker technique, is used. Effects of water surface storage on overland flow generation are analysed.

Generation of overland flow is described as a development of connections between depressions. Being similar to a percolation process, a formal description of system size on the dynamics of overland flow is performed. Numerically generated surfaces enable one to examine external dynamics (using a runoff coefficient) and internal dynamics (using a transfer distance). The water transfer distance is a relevant measurement to understand system behaviour. This cannot be achieved if only the runoff coefficient is measured. Effects of the different kinds of roughness depend mainly on their amplitudes. Short-range correlation does not affect connection development.

Driving particle redistribution, overland flow causes non-obvious modifications of surface geometry. Processes able to modify local morphology have the strongest consequences on overland flow generation. However, usual methods do not characterise such modifications. Applied to water and particle transfers, the redistribution of dissolved matter is also studied.

Keywords: overland flow, roughness, storage, erosion, percolation, transfer, model, cellular automata.

Discipline: Earth sciences, hydrology

Géosciences-Rennes
Campus de Beaulieu
Université de Rennes 1
35 042 Rennes Cedex
France

USARQ
Laboratoire de science du sol
INRA-ENSAR
65, rue de St-Brieuc
35 042 Rennes Cedex
France

MEMOIRES DE GEOSCIENCES RENNES
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cédex
Tél : (33) 02-99-28-60-80 - Fax (33) 02-99-28-26-02

N° 1 - H. MARTIN - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. 392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985). **140 FF**

N° 2 - G. QUERRE - Palingénèse de la croûte continentale à l'Archéen : Les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 Ga) de Finlande Orientale. Pétrologie et géochimie. 226 p., 74, fig., 41 tabl., 3 pl. (1985). **85 FF**

N° 3 - J. DURAND - Le Grès Armoricaïn. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôt. 150 p., 76 fig., 9, tabl., 19 pl. (1985). **55 FF**

N° 4 - D. PRIOUR - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. 157 p., 106 fig., 7 tabl. (1985). **55 FF**

N° 5 - V. NGAKO - Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli", segment camerounais de la chaîne panafricaine. 185 p., 76 fig., 16, tabl., 12 pl. (1986). **70 FF**

N° 6 - J. DE POULPIQUET - Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. 159 p., 121 fig., 5 tabl. (1986). **55 FF**

N° 7 - P. BARBEY - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie : une suture de collision continentale d'âge protérozoïque inférieur (1.9-2.4 Ga). 324 p., 89 fig., 46 tabl., 11 pl. (1986). **115 FF**

N° 8 - Ph. DAVY - Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. 233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986). **95 FF**

N° 9 - Y. GEORGET - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemple des granitoïdes du Massif Armoricaïn (France) : Pétrologie et géochimie. 250 p., 140 fig., 67 tabl. (1986). **Epuisé**

N° 10 - D. MARQUER - Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes Centrales Suisses). 287 p., 134 fig., 52 tabl., 5 cartes hors-texte (1987). **Epuisé**

N° 11 - J.S. SALIS - Variation séculaire du champ magnétique terrestre. Direction et Paléointensité sur la période 7.000-70.000 BP dans la Chaîne des Puys. 190 p., 73 fig., 28 tabl., 1 carte hors-texte (1987). **90 FF**

- N° 12 - Y. GERARD** - Etude expérimentale des interactions entre déformation et transformation de phase. Exemple de la transition calcite-aragonite. 126 p., 42 fig., 3 tabl., 10 pl. (1987). **75 FF**
- N° 13 - H. TATTEVIN** - Déformation et transformation de phases induites par ondes de choc dans les silicates. Caractérisation par la microscopie électronique en transmission. 150 p., 50 fig., I tabl., 13 pl. (1987). **95 FF**
- N° 14 - J.L. PAQUETTE** - Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne hercynienne et chaîne alpine. 190 p., 88 fig., 39 tab., 2 pl. (1987). **95 FF**
- N° 15 - B. VENDEVILLE** - Champs de failles et tectonique en extension; modélisation expérimentale. 392 p., 181 fig., I, tabl., 82 pl. (1987). **265 FF**
- N° 16 - E. TAILLEBOIS** - Cadre géologique des indices sulfurés à Zn, Pb, Cu, Fe du secteur de Gouézec-St-Thois : Dévono-Carbonifère du flanc Sud du Bassin de Châteaulin (Finistère). 195 p., 64 fig., 41 tabl., 8 pl. photo., 8 pl. h.texte. (1987). **110 FF**
- N° 17 - J.P. COGNE** - Contribution à l'étude paléomagnétique des roches déformées. 204 p., 86 fig., 17 tabl. (1987). **90 FF**
- N° 18 - E. DENIS** - Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale : Nature, mise en place et évolution. 263 p., 148 fig., 26 tab., 8 pl. (1988). **140 FF**
- N° 19 - M. BALLEVRE** - Collision continentale et chemins P-T : l'Unité pennique du Grand Paradis (Alpes Occidentales). 340 p., 146 fig., 10 tabl., (1988). **Epuisé**
- N° 20 - J.P. GRATIER** - L'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications. Atelier du Groupe d'Etudes Tectoniques le 8 Avril 1987 à Rennes. 165 p., 82 fig., 2 tabl. (1988). **85 FF**
- N° 21 - R.P. MENOT** - Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du Massif de Belledonne (Alpes Françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque ouest-européenne. 465 p., 101 fig., 31 tab., 6 pl., (1988). **Epuisé**
- N° 22 - S. BLAIS** - Les ceintures de roches vertes archéennes de Finlande Orientale : Géologie, pétrologie, géochimie et évolution géodynamique. 312 p., 107 fig., 98, tab., 11 pl. photo, 1 pl. h.texte, (1989). **160 FF**
- N° 23 - A. CHAUVIN** - Intensité du champ magnétique terrestre en période stable de transition, enregistrée par des séquences de coulées volcaniques du Quaternaire. 217 p., 100 fig., 13 tab. (1989). **100 FF**

- N° 24 - J.P. VUICHARD** - La marge austroalpine durant la collision alpine; évolution tectonométamorphique de la zone de Sesia-Lanzo. 307 p., 143 fig., 26 tab., 6 pl. hors-texte. (1989). **170 FF**
- N° 25 - C. GUERROT** - Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest-européenne : géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons. 180 p., 68 fig., 29 tab., 1 pl. (1989). **90 FF**
- N° 26 - J.L. LAGARDE** - Granites tardi-carbonifères et déformation crustale. L'exemple de la Méseta marocaine. 353 p., 244 fig., 15pl. (1989). **210 FF**
- N° 27 - Ph. BARDY** - L'orogène cadomien dans le Nord-Est du Massif Armoricain et en Manche Occidentale. Etude tectonométamorphique et géophysique. 395 p., 142 fig., 7 tab., 1 pl. hors-texte. (1989). **175 FF**
- N° 28 - D. GAPAIS** - Les Orthogneiss : Structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. 377 p., 184 fig., 3 tab. (1989). **275 FF**
- N° 29 - E. LE GOFF** - Conditions pression-température de la déformation dans les orthogneiss : Modèle thermodynamique et exemples naturels. 321 p., 146 fig., 42 tab. (1989). **150 FF**
- N° 30 - D. KHATTACH** - Paléomagnétisme de formations paléozoïques du Maroc. 220 p., 97 fig., 35 tab., (1989). **100 FF**
- N° 31 - A. HAIDER** - Géologie de la formation ferrifère précambrienne et du complexe granulitique encaissant de Buur (Sud de la Somalie). Implications sur l'évolution crustale du socle de Buur. 215 p., 18 fig., 42 tab., 7 pl. (1989). **130 FF**
- N° 32 - T. DANIEL** - Traitement numérique d'image appliqué à l'analyse texturale de roches déformées. 186 p., 121 fig., 4 tab. (1989). **210 FF**
- N° 33 - C. LECUYER** - Hydrothermalisme fossile dans une paléocroûte océanique associée à un centre d'expansion lent : Le complexe ophiolitique de Trinity (N. Californie, U.S.A). 342 p., 109 fig., 73 tab. (1989). **200 FF**
- N° 34 - P. RICHARD** - Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle: modélisation expérimentale. 382 p., 137 fig. (1989). **400 FF**
- N° 35 - J. de BREMOND d'ARS** - Estimation des propriétés rhéologiques des magmas par l'étude des instabilités gravitaires. Pétrologie du complexe plutonique lité de Guernesey. 370 p., 128 fig., 64 tabl. (1989). **180 FF**
- N° 36 - A. LE CLEACH** - Contribution à l'étude des propriétés physiques des minéraux à haute pression : Spectroscopie et calcul des grandeurs thermodynamiques de la lawsonite, des épidotes et des polymorphes de SiO₂. 190 p., 72 fig., 37 tabl. (1989). **100 FF**

- N° 37 - O. MERLE** - Cinématique des nappes superficielles et profondes dans une chaîne de collision. 280 p., 165 fig., 3 tabl. (1990). **160 FF**
- N° 38 - P. ALLEMAND** - Approche expérimentale de la mécanique du rifting continental. 205 p., 106 fig., 13 tabl. (1990). **160 FF**
- N° 39 - Ch. BASILE** - Analyse structurale et modélisation analogique d'une marge transformante : l'exemple de la marge de Côte-d'Ivoire - Ghana. 230 p., 161 fig., 7 tabl. (1990) . **Epuisé**
- N° 40 - M. AUDIBERT** - Déformation discontinue et rotations de blocs. Méthodes numériques de restauration. Application à la Galilée. 250 p., 80 fig., 5 tabl., (1991). **150 FF**
- N° 41 - G. RUFFET** - Paléomagnétisme et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: étude combinée sur des intrusions précambriennes et paléozoïques du Trégor (Massif Armoricaïn). 261 p., 80 fig., 19 tabl. (1991). **120 FF**
- N° 42 - P. SUZANNE** - Extrusion latérale de l'Anatolie : Géométrie et mécanisme de la fracturation. 262 p., 100 fig., 12 pl., 5 tabl. (1991). **210 FF**
- N° 43 - G. FIQUET** - Propriétés thermodynamiques de minéraux du manteau supérieur. Calorimétrie à haute température et spectroscopie Raman à haute pression et haute température. 274 p., 101 fig., 53 tabl. (1991). **130 FF**
- N° 44 - J. MARTINOD** - Instabilités périodiques de la lithosphère (Flambage, Boudinage en compression et en extension). 283 p., 117 fig., 3 tabl., 2 pl. couleur. (1991). **170 FF**
- N° 45 - M.O. BESLIER** - Formation des marges passives et remontée du manteau: Modélisation expérimentale et exemple de la marge de la Galice. 257 p., 86 fig., 5 tab., 2 pl. noir/blanc, 2 Pl. couleur. (1991). **180 FF**
- N° 46 - J.B.L. FRANCOLIN** - Analyse structurale du Bassin du Rio Do Peixe. (Brésil). 250 p., 83 fig., 3 tab., 9 pl. couleur. (1992). **300 FF**
- N° 47 - S. TOURPIN** - Perte des mémoires isotopiques (Nd, Sr, O) et géochimiques (REE) primaires des komatiites au cours du métamorphisme : exemple de la Finlande Orientale. 85 p., 53 fig., 23 tabl. (1992). **100 FF**
- N° 48 - J.A. BARRAT** - Genèse des magmas associés à l'ouverture d'un domaine océanique : Géochimie des laves du Nord-Est de l'Afrique (Mer Rouge - Afar) et d'Arabie. 175 p., 47 fig., 23 tab. (1992). **100 FF**
- N° 49 - E. HALLOT** - Injection dans les réservoirs magmatiques. Contraintes pétrologiques (Massifs de Fort La Latte et de Saint Brieuc, Bretagne Nord) et modélisation analogique. 331 p., 101 fig., 30 tabl. (1993). **180 FF**

N° 50 - T. SOURIOT - Cinématique de l'extension post-pliocène en Afar. Imagerie SPOT et modélisation analogique. 225 p., 2 pl. coul., 1 tabl., 91 fig., 16 pl. photo., 1 carte H.Texte. (1993). **190 FF**

N° 51 - T. EUZEN - Pétrogenèse des granites de collision post-épaississement. Le cas des granites crustaux et mantelliques du Complexe de Pontivy-Rostrenen (Massif Armoricaire, France). 350 p., 2 pl. coul., 34 tabl. en annexe, (1993). **190 FF**

N° 52 - J. LE GALL - Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine (Est du Massif Armoricaire). Pétrogenèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne. 370 p., 30pl. photo., 1 pl. coul. (1993). **350 FF**

N° 53 - J. C. THOMAS - Cinématique tertiaire et rotations de blocs dans l'ouest de l'Asie Centrale (Tien Shan Kirghiz et dépression Tadjik). Etude structurale et paléomagnétique. 330 p., 107 fig., 2 pl. coul., 18 tabl., 1 carte, annexes. (1993). **220 FF**

N° 54 - F. LAFONT - Influences relatives de la subsidence et de l'eustatisme sur la localisation et la géométrie des réservoirs d'un système deltaïque. Exemple de l'Eocène du bassin de Jaca, Pyrénées Orientales. 270 p., 115 fig., dont 17 pl. couleur. (1994). **150 FF**

N° 55 - C. BIELLMANN - Stabilité et réactivité des carbonates à très hautes pression et température. Implications pour le stockage du Carbone dans le manteau terrestre. 230 p., 74 fig., 11 tabl., 1 pl. couleur (1993). **175 FF**

N° 56 - A. POTREL - Evolution tectono-métamorphique d'un segment de croûte continentale archéenne. Exemple de l'Amsaga (R.I. Mauritanie), dorsale Réguibat (Craton Ouest Africain). 400 p., (dont annexes) 125 fig., 21 tabl., 1 pl. couleur, 43 pl. photo (1994). **270 FF**

N° 57 - M. KUNTZ - Approche expérimentale de la déformation dans les systèmes préfracturés : Contribution à l'étude de l'inversion tectonique des bassins sédimentaires. 220 p., 19 pl., 87 fig., 3 tabl. (1994). **155 FF**

N° 58 - D. ROUBY - Restauration en carte des domaines faillés en extension. Méthode et applications. 266 p., 98 fig. dont annexes (1994). **180 FF**

N° 59 - J.J. TONDJI-BIYO - Chevauchements et bassins compressifs. Influence de l'érosion et de la sédimentation. Modélisation analogique et exemples naturels. 426 p., 141, fig., 4 pl. couleur, 21 tableaux, dont annexes (1995). **270 FF**

N° 60 - H. BOUHALLIER - Evolution structurale et métamorphique de la croûte continentale archéenne (Craton de Dharwar, Inde du Sud). 277 p., 100 fig., dont 5 pl. coul., 7 tab., dont annexes (1995). **150 FF**

- N° 61 - P. GAUTIER** - Géométrie crustale et cinématique de l'extension tardi-orogénique dans la domaine centre-égéen îles des Cyclades et d'Eubée, Grèce). 430 p., 89 fig., dont 4 pl. coul., 1 tabl., dont annexes (1995). **220 FF**
- N° 62 - M.T. ROMAN BERDIEL** - Mécanismes d'intrusion des granites supracrustaux. Modèles analogiques et exemples naturels. 270 p., 75 fig., 5 pl. laser, 9 tabl. (1995). **160 FF**
- N° 63 - M. JULLIEN** - Polytypisme, ordre d'empilement et interstratification dans la cookéite et les phyllosilicates non micacés du métamorphisme. Influence de la pression. 226 p., 61 fig., 8 tabl. (1995). **150 FF**
- N° 64 - Y. LAHAYE** - L'altération des komatiites. 224 p., 70 fig., 29 tabl., + annexes (1995). **150 FF**
- N° 65 - A. CRAVE** - Quantification de l'Organisation des réseaux hydrographiques. 210 p., 68 fig., dont annexe (1995). **120 FF**
- N° 66 - A. ESSAIFI** - Relations entre magmatisme-déformation et altération hydrothermale : L'exemple des Jebilet centrales (Hercynien, Maroc). 331 p., 248 fig., 4 tabl., dont annexes (1995). **170 FF**
- N° 67 - M. LE RAVALEC** - Vitesses et perméabilité des roches : modélisation du rôle des fluides et des fissures. 276 p., 119 fig. 3 pl. couleur, 5 tabl., dont annexe (1996). **140 FF**
- N° 68 - A. SEMIANI** - Métallogénie de la zone de cisaillement aurifère est-ouzzalienne : structure, pétrologie et géochimie des gisements d'or de Tirek-Amesmess (Hoggar occidental, Algérie). 262 p., 72 fig., 36 tabl., 4 pl. couleur + annexes, (1996). **130 FF**
- N° 69 - F. MOREAU** - Méthodes de traitement de données géophysiques par transformée en ondelettes. 177 p., 57 fig., + annexes. (1996). **100 FF**
- N° 70 - B. TOURNERIE** - Imagerie de réflecteurs électromagnétiques en régime diffusif : Méthode et applications en Géophysique. 165 p., 45 fig., 8 tabl., + annexes, (1996). **100 FF**
- N° 71 - T. NALPAS** - Inversion des grabens du Sud de la Mer du Nord. Données de sub-surface et modélisation analogique. 245 p., 110 fig., dont 10 pl. coul., (1996). **120 FF**
- N° 72 - M. URREIZTIETA** - Tectonique néogène et bassins transpressifs en bordure méridionale de l'Altiplano-Puna (27°S), Nord-Ouest argentin. 311 p., 111 fig., 5 tabl., 6 pl. couleur, dont annexe. (1996). **200 FF**

N° 73 - A.N. KOUAMELAN - Géochronologie et Géochimie des Formations Archéennes et Protérozoïques de la Dorsale de Man en Côte d'Ivoire. Implications pour la Transition Archéen-Protérozoïque. 290 p., 99 fig., 23 tabl., 2 pl. couleur, dont annexe (1996). **120 FF**

N° 74 - Y. GARCIA - Variation de l'intensité du champ magnétique en France durant les deux derniers millénaires. 331 p., 122 fig., 35 tabl., dont annexe. (1996). **150 FF**

N° 75 - M. A. SANTOS PINTO - Le recyclage de la croûte continentale archéenne : Exemple du bloc du Gavião- Bahia, Brésil. 193 p., 102 fig., 51 tabl. (1996). **100 FF**

N° 76 - D. CHARDON - Les déformations continentales archéennes : Exemples naturels et modélisation hermomécanique. 300 p., 127 fig., 6 tabl., 4 pl. photo; dont annexes. (1997). **130 FF**

N° 77 - C. ROBIN - Mesure stratigraphique de la déformation : Application à l'évolution jurassique du Bassin de Paris. 293 p., 129 fig., 9 pl. couleur, dont annexes. (1997). **180 FF**

N° 78 - D. GRANJEON - Modélisation stratigraphique déterministe : Conception et applications d'un modèle diffusif 3D multilithologique. 197 p., 56 fig., 22 tabl., 8 pl. couleur. (1997). **100 FF**

Hors Série - P. DAVY, F. GUILLOCHEAU, B. HAMELIN (Coordinateurs) - Géomorphologie : Processus et modélisation. Ecole thématique du CNRS, 146 p., 69 fig., 2 tab., Lumigny, Juillet (1997) . **50 FF**

N° 79 - A. JAFFREZIC - Géochimie des éléments métalliques, des nitrates et du carbone organique dissous dans les eaux et les sols hydromorphes. Agriculture intensive et qualité des eaux dans les zones humides en Bretagne. 296 p., 143 fig., 46 tabl., 1 pl. coul., dont annexes (1997). **130 FF**

N° 80 - O. BOUR - Transferts de fluides dans les milieux fracturés : Effets d'échelle. 272 p., 100 fig., 1 tabl., (1997). **100 FF**

N° 81 - E. BONNET - La localisation de la déformation dans les milieux fragile-ductile : Approche expérimentale et application à la lithosphère continentale. 183 p., 85 fig., 4 tabl., (1997). **85 FF**

N° 82 - S. GESSA - Le genre *Nowakia* (Dacryoconarides) dans le Praguien de la République Tchèque : Biométrie, systématique, phylogénie, paléoenvironnements. 256 p., 132, fig., 8 pl., + annexes. (1997). **125 FF**

N° 83 - T. MAUDUIT - Déformation gravitaire synsédimentaire sur une marge passive : modélisation analogique et application au Golfe de Guinée. 260 p., 96 fig., dont 12 pl. coul., (1998). **100 FF**

- N° 84 - G. QUEREL** - Cristallochimie des éléments traces dans les phases du manteau terrestre : applications de la spectroscopie de luminescence à haute pression et haute température. 241 p., 101 fig., 23 tabl., (1998). **95 FF**
- N° 85 - M. DIRAISON** - Evolution cénozoïque du Bassin de Magellan et tectonique des Andes australes. 333 p., 119 fig., dont 6 pl. coul., 2 pl. hors-texte, 7 tabl., (1998). **130 FF**
- N° 86 - S. BONNET** - Tectonique et dynamique du relief : le socle armoricain au Pléistocène. 352 p., 144 fig., dont 7pl. coul., +1 pl. coul. et 3 transparents en annexe, (1998). **115 FF**
- N° 87 - F. TOUCHARD** - Caractérisation hydrogéologique d'un aquifère en socle fracturé : site de Ploëmeur (Morbihan). 271 p., 103 fig., dont 5 coul., 37 tabl., annexe. (1999). **115 FF**
- N°88 - T.V. LE** - Stratigraphie sismique et modélisation stratigraphique : application à l'évolution tectonique oligo-miocène du Bassin du Fleuve Rouge (Vietnam). 229 p., 131 fig., dont 16 pl. coul. + annexes (1999). **110 FF**
- N° 89 - V. CHAVAGNAC** - Behaviour of the Sm-Nd isotopic system during metamorphism : examples from the HT-LP metamorphic terrane of the Limpopo Belt, South Africa and the UHP metamorphic terrane of Dabieshan, Central China. 405 p., 126 fig., 47 tabl. (1999). **150 FF**
- N°90 - J. MOLENAT** - Rôle de la nappe sur les transferts d'eau de nitrate dans un bassin versant agricole. Etude expérimentale et modélisation. 272 p., 87 fig., 19 tabl., 3 pl. couleur. (1999). **100 FF**
- N° 91 - C. RIOU** - Géochimie des terres rares et des éléments traces associés dans les nappes et l'eau des sols hydromorphes : Application au traçage hydrologique. 293 p., 74 fig., 17 tabl., + annexes. (1999) **100 FF.**
- N° 92 - I. COUTAND** - Tectonique Cénozoïque du Haut Plateau de la Puna, Nord Ouest Argentin, Andes Centrales. 381 p., 125 Fig., 10 tabl., 6 pl. coul., 1 pl. hors-texte + annexes. (1999) **150 FF**
- N° 93 - F. DARBOUX** - Modélisations numérique et expérimentale du ruissellement. Effet de la rugosité sur les distances de transfert. 170 pages., 56 fig., 4 tabl. (1999). **80 FF**

MÉMOIRE DE GEOSCIENCES

A retourner à : Arlette FALAISE
Géosciences - Rennes I
Université de Rennes
35042 - RENNES Cédex (France)
Tél : 02-99-28-60-80 Fax: 02-99-28-26-02

accompagné soit : de votre BON de COMMANDE
ou bien de votre règlement (libellé à l'ordre de) :
Agent Comptable du CNRS.

BON DE COMMANDE

NOM

ORGANISME

ADRESSE

Veillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nombre	P.Unitaire	Total
Frais de Port 20,00 F le premier volume 5,00 F par volume supplémentaire			TOTAL	
TOTAL DE LA COMMANDE				

Imprimé à l'Université de Rennes I

Dépôt Légal

1er Trimestre 2000

Résumé

La morphologie de la surface du sol conditionne le ruissellement et réciproquement. Cette étude a été menée dans le but de mieux comprendre les mécanismes de contrôle et leurs interactions. Elle s'est focalisée sur le ruissellement diffus de type inter-rigoles. Ce travail s'appuie sur un modèle numérique basé sur la technique des marcheurs conditionnés. La dynamique du stockage de l'eau en surface est finement analysée en termes de genèse et de propagation du ruissellement.

Nous montrons que la propagation du ruissellement, considérée comme un développement de connexions entre dépressions, peut être assimilée à un processus de percolation. Une relation formelle entre la taille du système et la dynamique du ruissellement est proposée. Des surfaces numériquement générées permettent l'examen des dynamiques externes, à partir du calcul du coefficient de ruissellement, et internes, à partir d'un calcul de la distance de transfert. La distance de transfert est une mesure pertinente pour comprendre le comportement du système, le coefficient de ruissellement n'y suffisant pas. Les effets des différentes rugosités dépendent principalement de leurs amplitudes. La corrélation observée à courte distance ne modifie pas le développement des connexions.

En étant le moteur des redistributions de particules, l'écoulement d'eau aboutit à des évolutions non triviales de la géométrie des surfaces. Ce sont les processus affectant localement la morphologie de la surface qui ont les plus fortes conséquences sur le déclenchement du ruissellement. Toutefois, les méthodes courantes ne peuvent pas mettre en évidence ce type de modifications. Essentiellement focalisée sur les transferts d'eau et de particules, la redistribution de substances dissoutes est aussi abordée.

Mots clés :

ruissellement, rugosité, stockage, érosion, percolation, transfert, modèle, automate cellulaire.