



Communication 6

Erosion des bassins versants alpins par ruissellement de surface

Niki Beyer Portner

- N° 1 1986 W. H. Hager
Discharge measurement structures
- N° 2 1988 N. V. Bretz
Ressaut hydraulique forcé par seuil
- N° 3 1990 R. Bremen
Expanding stilling basin
- N° 4 1996 Dr R. Bremen
Ressaut hydraulique et bassins amortisseurs, aspects hydrauliques particuliers
- N° 5 1997 Compte-rendu du séminaire à l'EPFL
Recherche dans le domaine des barrages, crues extrêmes

- N° 6 1998 N. Beyer Portner
Erosion des bassins versants alpins suisse par ruissellement de surface



Communication 6

Erosion des bassins versants alpins par ruissellement de surface

Niki Beyer Portner

*"How many years can a mountain exist
before it is washed to the sea?*

...

*The answer, my friend, is blowin' in the wind.
The answer is blowin' in the wind."*

Bob Dylan

PREFACE

How many years can a mountain exist before it is washed to the sea? Cette question, paraphrase d'une chanson bien connue de Bob Dylan, a été utilisée par le Dr Beyer Portner comme motto de son travail de recherche, dont les résultats sont présentés dans la présente communication.

Le processus de l'érosion des sols par la pluie et le ruissellement sur les surfaces sans couverture végétale est un facteur clé de l'alluvionnement des retenues créées par les barrages dans les Alpes. Ces réservoirs, contribuent de manière importante à l'approvisionnement en énergie de pointe du réseau d'électricité en Europe. Le Dr Beyer a, pour la première fois, effectué une étude systématique sur des versants alpins. Elle représente une précieuse contribution à la meilleure compréhension de l'érosion du sol dans ces conditions particulières.

Les données de l'alluvionnement et des propriétés qui influent sur l'érosion de surface ont été saisies pour dix-neuf retenues. Leur interprétation a permis d'établir un modèle d'érosion empirique très utile pour estimer les apports annuels en sédiments d'un bassin versant alpin. Par des campagnes de terrain, cinq bassins versants ont été étudiés plus en détail avec l'objectif de mieux connaître les propriétés des sols alpins. Grâce à cette excellente base et aux essais sur modèle sous simulateur de pluie d'un sol alpin typique, un nouveau modèle d'érosion a pu être développé. Il décrit de manière réaliste les processus physiques de l'érosion du sol sur des versants plans à fortes pentes. A l'avenir, le modèle permettra de faire des prévisions précises des apports globaux en sédiments d'un bassin versant.

Finalement, nous remercions le Prof. R. Sinniger qui a initié ce projet de recherche et le Prof. Paolo Burlando de l'Institut d'hydromécanique et d'économie hydraulique de l'EPFZ pour ses suggestions. Nos remerciements s'adressent également à l'Institut fédéral de recherche sur la forêt, la neige et le paysage (FNP) pour la mise à notre disposition de ses locaux et installations de simulation de pluie. Nous tenons également à présenter nos remerciements à l'Electrowatt Holding pour son précieux soutien à ce projet.

Prof. Dr Anton Schleiss

VORWORT

How many years can a mountain exist before it is washed to the sea? Diese Frage in Anlehnung eines bekannten Liedes von Bob Dylan hat Frau Dr. Niki Beyer Portner an den Anfang ihrer Forschungsarbeit gestellt, deren Resultate in der vorliegenden Mitteilung vorgestellt werden.

Der Prozess der Bodenerosion auf unbewachsenen alpinen Flächen ist ein Schlüsselfaktor im Hinblick auf die Verlandung von Speicherseen in den Alpen, welche massgeblich zur Versorgung mit Spitzenenergie im europäischen Verbundnetz beitragen. Frau Dr. Beyer hat für alpine Einzugsgebiete erstmals eine systematische Untersuchung durchgeführt, welche einen wertvollen Beitrag zum besseren Verständnis der Bodenerosion unter diesen speziellen Verhältnissen liefern. Dabei wurden die Verlandungsdaten und die Bodenerosion beeinflussenden Kenngrössen bei 19 Speicherseen zusammengestellt. Daraus konnte eine für die Praxis wertvolle, empirische Gleichung zur Berechnung des mittleren jährlichen Sedimentaustrages entwickelt werden. Im weiteren wurden die physikalischen Kenngrössen, welche die Bodenerosion beeinflussen, an Erosionsflächen in fünf Einzugsgebieten im Rahmen einer umfangreichen Feldkampagne untersucht. Dank diesen Felderhebungen und umfangreichen Laborversuchen mit einem Regensimulator und einem typischen alpinen Boden konnte erstmals ein Erosionsmodell erstellt werden, welches die physikalischen Prozesse der Bodenerosion auf steilen Flächen realistisch wiedergibt. Damit lassen sich zukünftig die Erosionsraten besser voraussagen.

Abschliessend danken wir Prof. Richard Sinniger als Initiator des Forschungsprojektes sowie Prof. Paolo Burlando vom Institut für Hydromechanik und Wasserwirtschaft der ETH Zürich für seine wertvollen Anregungen. Der Dank geht auch an die Eidg. Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft (WSL), welche uns für die Durchführung der Regenversuche beherbergt hat, sowie an die Elektrowatt Holding für die wohlwollende Unterstützung.

Prof. Dr. A. Schleiss

TABLE DES MATIERES

RESUME	V
ZUSAMMENFASSUNG	VI
ABSTRACT	VII
1 INTRODUCTION	1
1.1 Motivation	1
1.2 Objectifs.....	2
1.3 Méthodologie.....	3
2 REVUE DE LITTERATURE	5
2.1 L'érosion de surface	5
2.1.1 Importance des différents processus d'érosion.....	5
2.1.2 Les processus de l'érosion hydrique.....	7
2.1.3 Les paramètres de l'érosion hydrique	10
2.2 Prévention de l'érosion.....	39
2.2.1 Méthodes	39
2.2.2 Discussion	41
2.3 Les modèles d'érosion	42
2.3.1 Modèles empiriques.....	42
2.3.2 Modèles physiques	52
2.3.3 Modèles conceptuels	57
2.4 Les simulateurs de pluie.....	60
2.4.1 Propriétés de la pluie naturelle	60
2.4.2 Types de simulateurs de pluie	62
2.5 Discussion	66
3 CHOIX DES PARAMETRES ET MODELES D'EROSION	69
3.1 Choix des paramètres à étudier à l'échelle du bassin versant	69

3.2	Choix des paramètres à étudier à l'aide des essais physiques	70
3.2.1	Essais en laboratoire	70
3.2.2	Campagne de terrain	70
3.3	Choix des modèles d'érosion	71
3.3.1	USLE	71
3.3.2	Le modèle de Gavrilovic	72
3.3.3	Onde cinématique	72
3.3.4	WEPP	73
3.3.5	USLE modifiée	73
3.3.6	Discussion	73
4	ACQUISITION DE DONNEES	75
4.1	Mesures de l'alluvionnement des retenues	75
4.1.1	Introduction	75
4.1.2	Description des données	78
4.1.3	Validité des mesures	87
4.1.4	Comparaison avec d'autres mesures	88
4.2	Caractéristiques des bassins versants	89
4.2.1	Cartes et documents utilisés et leur interprétation	89
4.2.2	Discussion	97
4.3	Etudes sur l'érosion réalisées ou en cours de réalisation	98
4.3.1	Etudes choisies	98
4.3.2	Discussion	101
5	CAMPAGNES DE TERRAIN	107
5.1	Introduction	107
5.1.1	Choix des bassins versants	107
5.1.2	Choix des sites de prélèvement	108
5.1.3	Propriétés évaluées	108
5.2	Observations lors des visites de terrain	114
5.2.1	Gebidem	114
5.2.2	Göscheneralp	116
5.2.3	Luzzone	118

5.2.4	Malvaglia	120
5.2.5	Mattmark	123
5.3	Discussion des résultats	125
5.3.1	Remarques générales	125
5.3.2	Comparaison avec d'autres études	129
6	ESSAIS SUR MODELE	131
6.1	Installation expérimentale.....	131
6.1.1	Simulateur de pluie.....	132
6.1.2	Dispositif d'alimentation en débit réparti.....	135
6.1.3	Plan inclinable	135
6.1.4	Système de mesure	136
6.1.5	Sol choisi pour l'expérimentation	139
6.2	Programme et déroulement des essais	140
6.2.1	Programme des essais.....	140
6.2.2	Déroulement des essais.....	143
6.3	Résultats	144
6.3.1	Interprétation des mesures	144
6.4	Discussion des résultats	146
6.4.1	Observations.....	146
6.4.2	Comparaison avec d'autres études	153
7	MODELES D'EROSION	155
7.1	Modèles globaux	155
7.1.1	Analyse statistique des données d'alluvionnement des retenues.....	155
7.1.2	USLE.....	162
7.1.3	Modèle de Gavrilovic	167
7.2	Modèles détaillés	174
7.2.1	USLE.....	174
7.2.2	USLE modifiée.....	181
7.2.3	L'onde cinématique.....	186
7.3	Discussion	195

8	CONCLUSIONS	197
8.1	Revue de littérature	197
8.2	Choix des paramètres et modèles d'érosion	197
8.3	Acquisition de données	199
8.4	Campagnes de terrain	201
8.5	Essais sur modèle	204
8.6	Modèles d'érosion	206
	8.6.1 Modèles validés	206
	8.6.2 Changement d'échelle	209
8.7	Perspectives d'application et de développement.....	211
	ABREVIATION ET NOTATIONS	213
	Abréviations.....	213
	Notations	213
	BIBLIOGRAPHIE	219
	INDEX DES FIGURES	231
	INDEX DES TABLEAUX	237
	INDEX DES ANNEXES	239

RESUME

La plupart des barrages suisses ont été construits il y a trente à soixante ans. La tranche morte destinée à accumuler l'apport en sédiments est dans quelques cas pratiquement remplie. Ceci peut conduire à des problèmes d'exploitation ou même entraver la sécurité des organes de vidange de fond. Si de nombreuses études de cas où l'alluvionnement est devenu préoccupant peuvent être citées, le problème n'a jamais été étudié à l'échelle nationale. D'autre part, l'apport en sédiments dans les retenues de montagne n'a que rarement été mis en relation avec l'érosion du sol par la pluie et le ruissellement, car ce phénomène est encore peu étudié dans les régions montagneuses. Dans le but d'acquérir davantage de connaissances sur l'apport en sédiments dans les retenues alpines, la présente recherche vise à quantifier l'importance de l'érosion du sol par la pluie et le ruissellement dans les Alpes suisses.

La première partie du travail consiste en une revue de littérature qui a permis d'établir la *state of the art report* en matière d'érosion du sol ainsi que de déterminer les paramètres nécessaires à la modélisation de ces phénomènes.

La deuxième partie est consacrée à l'établissement d'un inventaire de réservoirs où le volume annuel des apports en sédiments a été mesuré. Les caractéristiques des bassins versants correspondants sont discutées et analysées dans le but d'expliquer la perte en terre annuelle. Par la suite, quelques bassins versants particuliers ont été étudiés plus en détail à l'aide d'une analyse en laboratoire d'échantillons de sol prélevés *in situ* lors de campagnes de terrain. L'objectif est de mieux connaître les propriétés des sols alpins qui influent sur l'érosion de surface. Il s'agit par exemple de la granulométrie, de la teneur en matière organique, de la densité apparente ainsi que de la perméabilité.

Dix-neuf réservoirs de Suisse ont été documentés où l'apport annuel en sédiments a été déterminé par des mesures de concentration pendant les purges, par bathymétrie ou photogrammétrie. Ces données ont pu être collectées avec la collaboration des exploitants d'aménagements hydroélectriques et de bureaux d'ingénieurs spécialisés.

La plupart des caractéristiques influant sur l'érosion de surface ont été déterminées à l'aide de cartes spécialisées pour les bassins versants étudiés. Elles fournissent des informations sur la pente du terrain, la couverture du sol, les types de roches et les précipitations.

Une analyse statistique de ces données a permis d'établir un nouveau modèle d'érosion pour les bassins versants alpins. L'apport annuel en sédiments augmente avec la surface sans couvert végétal, la surface constituée de sols sensibles à l'érosion et la hauteur moyenne des précipitations estivales.

Simultanément, deux modèles d'érosion existants ont été testés sur les bassins versants explorés par des campagnes de terrain. Les résultats montrent que ces modèles ne sont pas appropriés pour l'estimation des apports en sédiments d'un bassin versant alpin.

Finalement, des essais en laboratoire avec simulateur de pluie ont été exécutés avec un sol alpin typique pour évaluer plus en détail l'influence des paramètres les plus importants. Ceux-ci sont la pente, l'intensité de la pluie, la granulométrie et la densité apparente du sol. Les résultats obtenus sont analysés afin de pouvoir établir un modèle d'érosion simple pour les bassins versants alpins.

Les essais en laboratoire avec simulateur de pluie ont été exécutés avec quatre pentes, trois intensités de pluie et quatre débits de ruissellement différents. Le sol a été choisi sur la base des courbes granulométriques des échantillons de sol prélevés. Les résultats montrent que la perte en terre augmente avec la pente, l'intensité de la pluie et le débit de ruissellement.

Trois modèles d'érosions existants, développés pour des terrains agricoles, ont été calés sur les résultats des essais en laboratoire. Deux se révèlent non appropriés pour les conditions testées.

Le troisième par contre a pu être adapté sur la base de considérations physiques pour permettre la simulation de l'érosion d'un sol grossier sur une forte pente. Ce modèle devrait être testé avec les données d'alluvionnement des retenues pour vérifier s'il est applicable à un bassin versant alpin entier dans une étude supplémentaire.

ZUSAMMENFASSUNG

Die meisten Talsperren der Schweiz wurde vor dreissig bis sechzig Jahren gebaut. In den Speicherseen wurde zwar ein Totvolumen zur Ablagerung der eingetragenen Sedimente vorgesehen. Dieses ist aber in einigen Fällen schon fast gefüllt. Die Ablagerungen können zu Problemen beim Betrieb der Anlage oder bei der Sicherheit der Grundablassorgane führen. Zahlreiche Studien beschäftigen sich mit diesen Problemen in einzelnen Fällen, in denen die Verlandung grosse Sorgen bereitet. Auf nationaler Ebene wurde es jedoch noch nicht systematisch untersucht. Ausserdem wurde die Bodenerosion durch Regen und Oberflächenabfluss sowohl in internationalen als auch in nationalen Studien selten in Zusammenhang mit der Verlandung von Stauseen in den Bergen gebracht. Dies erklärt sich aus der mangelnden Forschungsarbeiten über Bodenerosion in Berggebieten. Um die Kenntnisse über den Sedimenteintrag in alpine Stauseen zu verbessern, wurde in dieser Studie der Einfluss der Bodenerosion auf diese Grösse in den Schweizer Alpen untersucht.

Der erste Teil des Forschungsprojektes war einem Literaturstudium gewidmet. Daraus entstand einerseits ein *state of the art report* über Bodenerosion, andererseits erlaubte dieses Studium, die für die Modellisation der Phänomene nötigen Parameter zu bestimmen.

Der zweite Teil der Studie bestand aus dem Erstellen eines Inventars der Stauseen, in denen der jährliche Sedimenteintrag gemessen wurde. Die für die Bodenerosion relevanten Eigenschaften des entsprechenden Einzugsgebietes wurden ebenfalls erhoben und anschliessend analysiert, um den jährlichen Bodenabtrag zu erklären. Fünf ausgesuchte Einzugsgebiete wurden anhand von Laboranalysen einiger im Feld entnommenen Bodenproben näher untersucht um die Bodeneigenschaften alpiner Böden zu bestimmen, welche die Oberflächenerosion beeinflussen. Es handelt sich dabei zum Beispiel um die Kornverteilung, den Gehalt an organischer Materie, die Lagerungsdichte und die Durchlässigkeit.

Neunzehn Schweizer Stauseen wurden dokumentiert, in denen der jährliche Sedimenteintrag entweder durch Messungen der Feststoffkonzentration während der Spülung, durch Fotogrammetrie oder Echolotaufnahmen bestimmt werden konnte. Diese Daten konnten dank der Unterstützung von Wasserkraftwerksbetreibern und spezialisierten Ingenieurbüros zusammengestellt werden.

Die meisten Eigenschaften, welche die Bodenerosion beeinflussen, konnten anhand von Spezialkarten der entsprechenden Einzugsgebiete bestimmt werden. Diese betreffen Informationen über die Bodenneigung und -bedeckung, die Felsart, sowie die Niederschläge.

Eine statistische Studie all dieser Daten führte zu einem neuen Erosionsmodell für alpine Einzugsgebiete. Der jährliche Sedimenteintrag wächst mit der Fläche ohne Pflanzenbedeckung, der aus erosionsempfindlichen Böden bestehenden Fläche und der mittleren Niederschlagshöhe im Sommer.

Gleichzeitig wurden zwei bestehende Erosionsmodelle an den fünf für die Felduntersuchungen ausgesuchten Einzugsgebiete getestet. Die Ergebnisse zeigen, dass diese Modelle kaum für eine Abschätzung des Sedimentaustrags eines alpinen Einzugsgebietes geeignet sind.

Zuletzt wurden Laborversuche mit einem Regensimulator und einem typischen alpinen Boden durchgeführt, um den Einfluss der wichtigsten Parameter im Detail untersuchen zu können. Die ausgewählten Parameter sind die Bodenneigung, die Regenintensität, den Oberflächenabfluss, die Bodenstruktur und -dichte. Die Auswertung der Ergebnisse sollte erlauben, ein einfaches Erosionsmodell für alpine Einzugsgebiete zu erstellen.

Die Laborversuche mit Regensimulator wurden für vier verschiedene Bodenneigungen, drei verschiedene Regenintensitäten und vier verschiedenen Oberflächenabflüsse durchgeführt. Der Boden wurde aufgrund der Korngrößenverteilung der Bodenproben gewählt. Die Ergebnisse zeigen, dass der Abtrag mit der Bodenneigung, der Regenintensität und dem Oberflächenabfluss zunimmt.

Drei für landwirtschaftliche Gebiete erstellte Erosionsmodelle wurden auf die Ergebnisse der Laborversuche geeicht. Zwei der Modelle erwiesen sich für die vorhandenen Bedingungen als ungeeignet.

Das dritte konnte aufgrund physikalischer Grundlagen für die Modellisation der Erosion eines groben Boden auf steilen Hängen angepasst werden. Dieses Modell sollte jedoch in einer weiteren Studie noch mit den Verlandungsdaten getestet werden, um seine Anwendbarkeit auf ein ganzes alpines Einzugsgebiet zu überprüfen.

ABSTRACT

Most Swiss dams were built thirty to sixty years ago. Their dead storage, designed to accumulate the sediment yield, is in some cases nearly filled. This can present problems for the exploitation or even affect the safe operation of the bottom outlet devices. There exist several studies of particular cases, where the sedimentation has become a sever problem, but the problem has never been studied at a national scale. In international as well as in national studies the sedimentation of mountain reservoirs has seldom be considered together with soil erosion due to rain and surface runoff. This can be explained by the lack of research on this erosion phenomenon in mountainous regions. In order to improve the knowledge on the sediment yield to the alpine reservoirs, the importance of surface erosion in the Swiss Alps is studied.

VIII

The first part of the research consists of a study of literature that allowed to establish a state of the art report on soil erosion and to define the parameters necessary for modelling these phenomena.

The second part is the establishment of an inventory of the reservoirs, where the annual volume of sediments is measured. The characteristics of the reservoir's watersheds are discussed and analysed in order to explain the annual soil loss. Finally some particular watersheds are submitted to a more detailed analysis using laboratory tests on soil samples in order to evaluate the properties of alpine soils influencing surface erosion. These for example are grain size distribution, organic matter content, bulk density and permeability.

Nineteen reservoirs in Switzerland could be documented where the annual sediment yield was determined either by measuring the sediment transport during flushes or by surveying the sediment deposits. These data could be collected in collaboration with the owners of hydropower facilities and with specialised engineers.

Most characteristics influencing surface erosion could be easily determined with maps for the considered watersheds. They concern information about slope steepness, soil cover, rock type and annual rainfall.

A statistical analysis of these data allowed to establish an erosion model for alpine watersheds. The mean annual sediment yield is increasing with the surface without vegetal cover, with the surface of soil of high erodibility and with the mean annual rainfall during the Summer months.

Simultaneously, two existing erosion models have been applied to the watersheds where soil samples have been studied. The results show that these models are not appropriate for estimating the sediment yield of an alpine watershed.

Laboratory tests with a rainfall simulator were then performed on a typical Alpine soil, in order to evaluate the individual influence of the most important parameters. These are slope steepness, rainfall, grain size distribution and density of the soil. The test results are analysed in order to establish a simple erosion model for alpine watersheds.

The laboratory tests were performed with four different slopes, three different rainfall intensities and four different runoff discharges. The soil has been chosen based on the grain size distributions of the soil samples collected in five different watersheds. The results reveal that soil loss increases with slope steepness, rainfall intensity and runoff discharge.

Three different existing erosion models, developed for agricultural land, were calibrated with the results of the laboratory tests. Two of them showed inappropriate for the conditions present.

The third model could be modified based on physical considerations in order to allow the simulation of erosion of coarse soil on steep slopes. This model should be tested with the watershed data in order to approve its applicability to an entire watershed in the Alpine environment in a further study.

1 INTRODUCTION

1.1 Motivation

La recherche sur l'érosion du sol a débuté dans les années 30. A cette époque, l'érosion éolienne a fait des ravages dans la région des Etats Unis qui est toujours surnommée "dust bowl". Les terrains sont devenus infertiles et beaucoup de fermiers et leurs employés ont dû se réfugier dans d'autres régions du pays. Les autorités des Etats Unies se sont alors rendu compte, des effets dévastateurs de l'érosion du sol suite à une agriculture intensive. Plusieurs programmes de recherche sur l'érosion et la conservation du sol dont le dernier ont été lancé au début des années 70.

L'érosion et la conservation du sol sont vite devenues des sujets d'intérêt dans les pays en voie de développement, où la forte augmentation de la population nécessitait des surfaces agricoles et une agriculture plus intensive. La déforestation résultante a conduit à une perte de terrains fertiles pénible sous l'effet des climats extrêmes régnant dans la plupart de ces pays.

Si l'érosion du sol n'a pas la même ampleur en Europe, les spécialistes se sont rendu compte qu'à partir des années 60 qu'il faut ménager les terrains agricoles pour éviter des catastrophes comme aux Etats Unis ou aux pays en voie de développement.

En outre, les engrais délavés sur les champs par la pluie constituent une menace pour l'eau des rivières. La plupart des sels minéraux des engrais artificiels sont adsorbés par les particules fines du sol. La pollution des eaux de surface est donc liée à l'érosion du sol et fait partie intégrante de la recherche sur l'érosion aux Etats Unis et en Europe depuis les années 50.

Les programmes de recherche sur l'érosion et la conservation du sol se sont surtout intéressés aux plaines. Dans les Alpes, le relief et la rigueur du climat limitaient en général l'exploitation agricole à un niveau supportable. En outre, les communautés montagnardes sont souvent plus menacées par les crues et les laves torrentielles, les glaciers ou les éboulements en masse que par la perte en terre et la diminution de la fertilité des terrains agricoles. Avec l'augmentation de l'efficacité de l'exploitation agricole en plaine, le paysan de montagne a dû lutter pour sa survie. Cette lutte ne laisse guère le temps pour ce préoccuper de l'érosion du sol. D'autre part, beaucoup de terrains agricoles en montagnes ont dû être abandonnés pour des raisons économiques et le regain de la nature se fait remarquer.

L'érosion des terrains alpins par la pluie et le ruissellement devient intéressante dans un tout autre contexte que celui de la conservation du sol pour l'agriculture : l'alluvionnement des retenues d'aménagements hydroélectriques.

La construction de barrages de retenues d'eau dans les Alpes pour les usines hydroélectriques a augmenté fortement en Suisse après la deuxième guerre mondiale et avait son maximum dans les années 60. La plupart de ces lacs artificiels ont par conséquent 30 à 50 ans. Dans certains cas, la tranche morte destinée à accumuler les sédiments apportés dans les lacs par les affluents est pratiquement remplie. Ceci est d'autant plus préoccupant que les sédiments fins sont transportés au travers du lac dans des courants de densité et s'accumulent devant le barrage même. Ils en résultent les problèmes d'exploitation et de sécurité suivants :

- Les alluvions peuvent entraver la prise d'eau et gêner son bon fonctionnement.
- Les particules fines qui sont entraînées dans la prise d'eau conduisent à une usure augmentée des turbines.
- Les purges effectuées pour évacuer les sédiments conduisent à une perte d'eau et d'énergie. Elles ont un effet néfaste sur la faune du cours d'eau aval, si elles sont exécutées trop rarement ou sans limitation des concentrations solides des eaux de purge.
- Les alluvions peuvent bloquer les organes de fond prévus pour la vidange de la retenue en cas d'urgence.
- Les sédiments étant plus lourd que l'eau, les dépôts devant le barrage peuvent augmenter la charge sur ce dernier.

S'ils existent des nombreuses études de cas où l'alluvionnement est devenu préoccupant, le problème n'a jamais été étudié à l'échelle nationale. Aussi bien au niveau international que national, l'apport en sédiments dans les retenues de montagne n'a rarement été mis en relation avec l'érosion du sol par la pluie et le ruissellement par les projets de recherche.

Le projet de recherche nationale 31 (PNR 31) sur les changements climatique dont le rapport a été publié récemment juge en outre plausible une augmentation de la température moyenne dans les prochaines 50 ans. Ce réchauffement entraînera une diminution des précipitations sous forme de neige en faveur de la pluie. Ce changement du régime hydrologique influencera fortement le bilan du transport solide et contribuera probablement à l'accroissement des apports en sédiments.

1.2 Objectifs

Les réflexions faites ci-dessus ont amené l'auteur de la présente recherche de formuler un projet de recherche sur l'érosion de surface des bassins versants alpins par la pluie et le ruissellement. Les objectifs de ce travail étaient les suivants :

- Comprendre et paramétriser les processus de l'érosion du sol par la pluie et le ruissellement en tenant compte des conditions spécifiques des Alpes (fortes pentes, sols constitués de produit d'altération des roches, etc.);
- Etablir une méthode d'évaluation de l'apport en sédiments d'un bassin versant alpin avec peu de paramètres à estimer en vue d'une optimisation de l'exploitation des retenues et des processus de purge.

Pour optimiser les processus de purge, une ouverture des organes de vidange pendant une crue avec une charge solide importante pourrait par exemple être envisagée. Cette méthode permettrait de faire transiter un grand volume de sédiments au lieu de les laisser déposer dans la retenue, ainsi que d'utiliser des eaux pour les purges qui seraient autrement déversées par les évacuateurs de crues sans être transformées en énergie électrique. La méthode développée ne doit donc pas forcément permettre une estimation de l'augmentation annuelle moyenne des alluvions, mais également une modélisation événementielle de l'apport en sédiments.

1.3 Méthodologie

Le projet de recherche mené pour réaliser les objectifs préposés est constitué de quatre parties :

- Une revue de littérature a permis d'établir un *state of the art report* en matière d'érosion du sol pour faciliter la paramétrisation du phénomène. Elle a également conduit à un choix de modèles d'érosion susceptibles d'être applicables au milieu alpin.
- Les mesures d'alluvionnement dans les retenues alpines Suisses ainsi que les caractéristiques influant sur l'érosion de surface du bassin versant correspondant ont été inventoriées. Ces données ont permis d'établir un modèle d'érosion à l'échelle du bassin versant pour une estimation de l'apport en sédiments à long terme. En même temps, cet inventaire a servi à la validation de deux modèles d'érosion existant pour le milieu alpin.
- Des campagnes de terrain sur cinq bassins versants différents ont permis d'observer les processus, les types et l'ampleur de l'érosion *in situ*. Les propriétés des sols alpins susceptibles d'influencer l'érosion de surface ont été étudiées à l'aide d'échantillons de sol prélevés lors de ces campagnes.
- Des essais en laboratoire avec simulateur de pluie étaient prévus pour étudier plus en détail les processus d'érosion et l'influence des paramètres les plus importants. Les résultats des essais ont servi à l'établissement d'un modèle d'érosion utilisable pour une simulation événementielle de l'apport en sédiment résultant de l'érosion par la pluie et le ruissellement. Deux modèles d'érosion existant ont été validés pour une application en milieu alpin.

Les quatre parties de la présente recherche ne sont évidemment pas indépendantes et les résultats d'une partie ont toujours été intégrés dans les autres. En outre, l'auteur a tenu à comparer ses résultats à ceux d'autres projets de recherche exécutés dans des conditions similaires pour les valider.

Le projet de recherche sur l'érosion de surface des bassins versants alpins par la pluie et le ruissellement a également profité de la synergie créée au LCH entre trois projets de recherche simultanés : la recherche sur l'influence de la rugosité des terrains alpins sur le ruissellement de surface, la recherche sur l'alluvionnement des retenues par les courants de densité et la présente recherche sur l'érosion.

2 REVUE DE LITTÉRATURE

2.1 L'érosion de surface

Le terme érosion ou dénudation désigne en général tous les processus de transfert de masse à la surface de la terre sous l'action de la gravité, du climat, des conditions atmosphériques et des être vivants (Jahn, 1990). Les plus importants de ces processus géomorphologiques qui conduisent lentement vers l'ablation des montagnes sont les suivants (Jahn, 1990) :

- L'altération modifie les roches à la surface de la terre, ce qui conduit en général à une diminution de la résistance mécanique et à une plus grande mobilité des particules rocheuses. Cette dégradation est avant tout une conséquence des conditions atmosphériques.
- Les mouvements en masse sont des processus dus à la seule action de la gravité, tel que les glissements de terrain ou les éboulements de roche. Ils se déclenchent quand la force de frottement devient plus petite que la force de la gravité suite à un changement de l'humidité, au gel ou à une augmentation de la surcharge.
- Les transports en masse sont des processus de transfert, tels les coulées de boue et le transport de sédiments, où la gravité agit conjointement avec un véhicule plus ou moins liquide (eau, neige, glace, air). L'écoulement exerce des forces de cisaillement sur le sol et entraîne des particules.

Le terme érosion de surface utilisé dans le titre de cette thèse comme dans la publication de Jahn (1990) n'existe pas en géomorphologie. Il désigne tous les processus d'érosion influencés essentiellement par des paramètres locaux, n'affectant que la couche superficielle du terrain et/ou d'étendue spatiale modeste à l'extérieur des cours d'eau, donc sur les versants. L'érosion de surface recouvre l'ensemble des processus suivants :

- les glissements de terrains;
- les coulées boueuses ou laves torrentielles jusqu'à l'arrivée dans un lit de cours d'eau;
- les avalanches de neige;
- l'abrasion et le transport de particules par les glaciers;
- le détachement et le transport de particules de sol par le vent;
- le détachement et le transport de particules de sol par la pluie et le ruissellement.

C'est ce dernier processus qui fait l'objet du présent travail de recherche.

2.1.1 Importance des différents processus d'érosion

Les différents processus d'érosion n'ont pas tous la même importance pour l'ablation des montagnes et l'apport en sédiment d'une rivière. L'érosion varie d'une région à l'autre : Clark (1987a) arrive à la conclusion que les régions montagneuses produisent plus de sédiments que les régions de plaine proches de la mer. Dans une même région, les variations peuvent être grandes, car les processus d'érosion dépendent énormément des conditions locales.

L'ensoleillement, par exemple, détermine l'épaisseur d'une couche de neige et sa vitesse de fonte et finalement le débit d'eau qui provoque l'érosion.

Les masses déplacées et la distance parcourue varient considérablement d'un processus d'érosion à l'autre (Clark, 1987b). D'énormes volumes peuvent être déplacés par les éboulements de roches, mais seulement sur de très courtes distances. Le transport en suspension ne concerne que des volumes relativement faibles, mais comme les distances de transport sont très grandes, ce processus fournit d'avantage de travail que les éboulements. Le travail est ici défini comme le produit du poids des matériaux déplacés et de la dénivelée sur la distance parcourue.

Robinson (1979) répartit comme suit la provenance des sédiments aux Etats Unis : 59 % proviennent de l'érosion de surface et 26 % de l'érosion des berges.

Jahn (1990) dans son étude sur les crues de 1987 en Suisse, conclut par contre que les sédiments transportés provenaient à 90 % des cours d'eau. Seulement 10 % des sédiments ont été érodés à la surface du bassin versant par des glissements, des coulées de boue ou par la pluie et le ruissellement.

Dans le Spiessibach qui se jette dans le lac de Thoun, 80 % des sédiments proviennent du cours d'eau. Les matériaux érodés des versants de la surface de drainage se déposent souvent juste avant d'atteindre le cours d'eau. Ces dépôts représentent la plus grande partie des sédiments érodés dans le bassin versant du Spiessibach (Sinniger et al., 1996).

La variation temporelle de l'apport en sédiments paraît évidente. A grande échelle, même le changement du climat se fait remarquer (Clark, 1987a). Dans une région glaciaire en retrait l'apport en sédiments est beaucoup plus important que pour une région en régime avec érosion fluviale où les dépôts glaciaires ont déjà été vidés (Clark, 1987a; Gurnell, 1987). Actuellement, l'érosion est plus importante que pendant l'ère glaciaire (Small, 1987b).

Les variations de l'apport en sédiments sont dues à des événements tels que les grandes crues (Bezinge, 1985; Bezinge, 1987; Deville, 1994), les avalanches ou la vidange de poches glaciaires (Bezinge, 1985; Bezinge, 1987; Clark, 1987c).

Cette variation temporelle est due à l'absence de continuité du mouvement des sédiments. Le volume érodé durant l'année n'est pas forcément exporté du bassin versant dans le même temps. L'exportation de sédiments ne constitue non plus un volume équivalent au volume érodé. Il y a constitution de dépôts de sédiments qui peuvent se vider pendant les événements extrêmes ou après un changement climatique (Clark, 1987b; Small, 1987a).

Par conséquent, l'apport en sédiments ne reflète pas forcément l'érosion actuelle. Un système aussi complexe qu'un bassin versant met un certain temps à réagir à un dérangement. De même, le système ne retrouve que lentement son état d'équilibre (Clark, 1987c).

Des forages dans les deltas des lacs préalpins permettent parfois une estimation des volumes de sédiments apportés par des événements isolés (Deville, 1994). Pour des crues extrêmes ces volumes peuvent être très importants et constituent une grande partie de l'apport annuel moyen.

Bezinge (1978) cite deux exemples de transport solide extrême. Sur la route et la voie ferrée Viège-Zermatt une débâcle glaciaire a déposé environ 75'000 m³ de matériaux transportés par un volume d'eau de 100'000 m³. Un seul orage sur le bassin versant de Ferpècle en octobre 1977 a amené quatre à cinq fois l'apport annuel moyen en sédiments et comblé un lac naturel de 2 ha de surface.

Les essais de simulation de pluie sur des terrains forestiers des Alpes bavaroises de Bunza et Schauer (1989) ont montré qu'une surface fraîchement défrichée garde sa grande capacité d'infiltration pendant quelque temps. Toutefois, lorsque les racines des arbres pourrissent, le coefficient de ruissellement de ces surfaces augmente et dépasse rapidement celui d'une surface de forêt intacte.

Dans le nord du Cameroun, Thebe (1995) a observé que les cinq plus fortes averses de l'année apportent 50 à 60 % de la quantité de sol érodé annuellement.

Les grandes crues remettent en mouvement des sédiments déposés dans des ravins sans écoulement en période d'étiage (Jahn, 1990). Les mouvements en masse, tels que les glissements et les coulées de boues, se déclenchent pendant un événement pluvieux majeur. Les surfaces affectées par ces types d'érosion peuvent contribuer à l'apport encore longtemps après l'événement. Dépourvu de végétation, le sol est sensible à l'érosion hydrique. Les particules fines et les nutritifs sont délavés et la végétation ne peut se rétablir (Jahn, 1990; Mosimann, 1981).

2.1.2 Les processus de l'érosion hydrique

L'érosion du sol par l'eau de pluie est appelée érosion hydrique ou érosion hydraulique (Viani, 1986). Ce phénomène est composé d'un ensemble de processus complexes. Le détachement et le transport des particules du sol font intervenir des nombreux paramètres, dont les plus importants concernent les deux agents principaux : la précipitation et le ruissellement superficiel.

2.1.2.1 Erosion par rejaillissement

L'énergie cinétique des gouttes de pluie est transformée lors de l'impact sur le sol. Cette agression peut être considérable si le sol n'est pas protégé par un couvert végétal qui absorbe une partie de cette énergie (Viani, 1986) qui se calcule comme suit :

$$E_{\text{spéc}} = 0.5 \cdot M_g \cdot U_g^2 \dots\dots\dots (2.1)$$

avec : $E_{\text{spéc}}$: énergie cinétique spécifique [$\text{J m}^{-2} \text{mm}^{-1}$]

M_g : masse des gouttes [kg]

U_g : vitesse de chute des gouttes [m s^{-1}]

Pendant une première phase, la pluie pénètre dans le sol proportionnellement à son ameublissement et à sa porosité. Le sol se tasse et des particules sont déplacées. En même temps la couche superficielle s'humidifie. Alors, les trois processus de l'érosion se développent (Viani, 1986) :

- la dégradation de la structure du sol;
- la formation d'une pellicule de battance;
- l'érosion par rejaillissement.

La dégradation de la structure se fait d'une part par la compression de l'air piégé, ce qui conduit à la rupture des agrégats, et d'autre part par dissolution des ciments du sol (argilo-humique) par l'eau (Viani, 1986; Le Bissonais, 1990; Luk et al., 1990; Römken et al., 1990).

L'impact des gouttes crée aussi une "croûte" sur le sol, dite pellicule de battance (Viani, 1986; Le Bissonais, 1990; Luk et al., 1990; Römkens et al., 1990). L'énergie de la pluie conduit à un tassement des particules libres. La couche superficielle devient plus compacte et moins poreuse. Les minéraux sont délavés et entraînés vers les dépressions. La pellicule de battance, étant imperméable, facilite le ruissellement de surface.

Lors de l'impact des gouttes, il se forme des gouttelettes qui rejaillissent de la surface et peuvent emporter des particules solides libres (cf. Figure 2.1). Dans le cas d'un terrain en pente, ce transport se développe préférentiellement vers le bas des versants (Viani, 1996). Les fractions du sol transporté de cette manière sont essentiellement les limons et les sables fins. Néanmoins, le rejaillissement joue un rôle plus important pour le détachement des particules que pour leur transport (Foster, 1982; Viani, 1986).

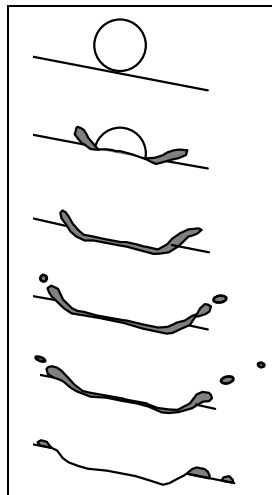


Figure 2.1 : Rejaillissement et formation d'un cratère par l'impact d'une goutte selon Viani (1986).

2.1.2.2 Erosion par ruissellement

Le ruissellement de surface, qui apparaît dès que la pluie dépasse la limite d'absorption du sol, exerce sur ce dernier des actions de détachement et de transport. La quantité de sol érodé est ainsi limitée soit par la capacité de détachement de la pluie et du ruissellement soit par la capacité de transport du ruissellement (Foster, 1982; Rose, 1994).

Il existe deux formes de ruissellement distinctes (Foster, 1982; Viani, 1986) (cf. Figure 2.2) :

- ruissellement diffus ou en nappe;
- ruissellement concentré dans des chenaux plus ou moins profonds.

Les deux sont à l'origine du même processus d'érosion : la force de cisaillement de l'écoulement détache des particules de sol qui sont ensuite transportées vers l'aval (Foster, 1982). La rugosité de surface et l'impact des gouttes de pluie provoquent des turbulences qui maintiennent les particules fines en suspension (Viani, 1986; Kinnell, 1990). Le ruissellement diffus ou en nappe transporte en plus les particules détachées par la pluie vers les chenaux où le ruissellement se concentre (Foster, 1982). Le détachement et le transport de particules par le ruissellement diffus ou en nappe est appelé érosion entre rigoles (angl. : "interrill erosion") (Foster, 1982; Viani, 1986). Le détachement et le transport de particules par le ruissellement concentré dans des petits chenaux, dits rigoles (profondeur jusqu'à 30 cm) est désigné par le terme érosion en rigole (angl. : "rill erosion") (Foster, 1982; Viani 1986). Ces deux formes d'érosion hydrique se déroulent simultanément et l'érosion en rigole n'est pas plus sévère que l'érosion entre rigoles (Foster, 1982). Malgré le fait qu'une partie de la charge solide dans les rigoles provient de l'apport en sédiments du ruissellement en nappe, les deux formes sont indépendantes (Foster, 1982) et en général modélisées séparément (Foster et al., 1977a et 1977b; Foster, 1982; Viani, 1986; Blau et al., 1988; Nearing, 1994; Rose, 1994).

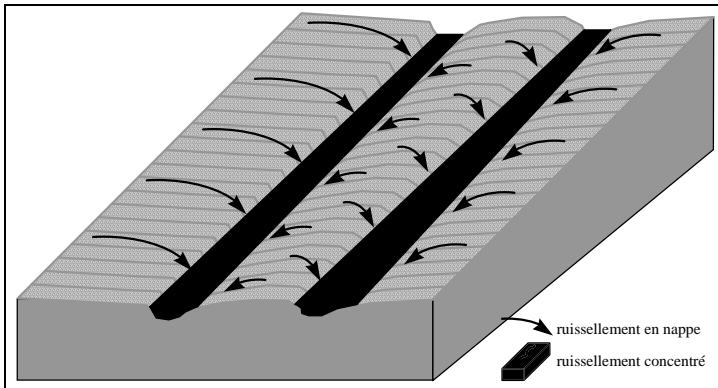


Figure 2.2 : Ruissellement en nappe et concentré.

Vers l'aval de la pente, le ruissellement se concentre de plus en plus et les chenaux d'écoulement deviennent plus profonds et plus espacés. Mosimann (1981) définit les rigoles profondes comme les chenaux de 20 à 50 cm de profondeur, comme ravins ceux dont la profondeur dépasse 50 cm. L'érosion dans les rigoles profondes et les ravins est appelée érosion linéaire (Mosimann, 1981), terme qui est aussi utilisé pour l'érosion dans les cours d'eau et le bad-lands (Descroix, 1994).

Le débit, la profondeur de l'écoulement et la vitesse d'écoulement dans ces chenaux sont en général plus grands que dans les rigoles et les phénomènes qui régissent l'écoulement, le transport solide et le détachement sont les mêmes que dans les cours d'eau (Foster, 1982). Les descriptions mathématiques de ces processus établis pour les cours d'eau à grande pente (Foster, 1982; Graf W. H., 1984; Sinniger et Hager, 1989; Graf W. H. et Altinakar, 1993) sont

par conséquent applicables aux rigoles profondes et aux ravins, même si ces derniers sont à sec la plupart du temps (Foster, 1982; Jahn, 1990).

2.1.3 Les paramètres de l'érosion hydrique

L'érosion hydrique dépend surtout de l'érosivité de la pluie et du ruissellement ainsi que de l'érodibilité du sol. Des nombreux autres paramètres peuvent cependant changer ou influencer les propriétés de ces agents principaux. La topographie du bassin versant influence le pouvoir érosif de la pluie et du ruissellement. La végétation peut protéger le sol de l'agression climatique. Le gel peut modifier certaines propriétés du sol ou augmenter l'érosivité du ruissellement. Dans certaines régions, l'érosion subit en plus une influence anthropogène marquée lorsque l'activité humaine modifie la végétation, le sol ou même la topographie.

2.1.3.1 Le sol

L'érodibilité est définie comme la sensibilité du sol à l'action agressive du climat. Elle est influencée par les caractéristiques physico-chimiques du sol (Auerswald, 1984; Viani, 1986; Young et al. 1990; Dällenbach et Kuhn, 1990/91 et 1991; Sinniger et al., 1996; Siegrist, 1997) :

- la granulométrie;
- la teneur en matière organique;
- l'activité biologique;
- la taille des agrégats de sol;
- la stabilité structurale ou la stabilité des agrégats;
- la perméabilité;
- la rétention d'eau dans le sol;
- la couverture par des pierres ou par des déchets végétaux;
- la densité apparente;
- la résistance au cisaillement;
- la cohésion;
- la nature géologique et pétrographique;
- la température;
- la sensibilité au tassement;
- la teneur en calcaire (Viani, 1986).

Granulométrie

Les sols possédant une grande proportion de particules fines (argiles, limon et sable fin; $d < 0.1$ mm) sont plus érodibles que des sols plus grossiers (Auerswald, 1984; Dällenbach et Kuhn, 1990/91 et 1991). Les sols avec une teneur en argile élevée résistent mieux au détachement par les gouttes de pluie en raison de leur plus grande cohérence (Viani, 1986). Ceux avec une teneur en limon élevé sont sensibles à la formation d'une pellicule de battance ce qui augmente le débit ruisselé (Roth et Helming, 1992). L'érodibilité faible des sols grossiers est due en particulier à leur grande perméabilité (Viani, 1986). Rose et al., (1990) ont

montré expérimentalement que le détachement du sol par la pluie est proportionnel au pourcentage de poids d'une fraction granulométrique et non à son diamètre moyen.

Matière organique

La teneur en matière organique et l'activité d'organismes vivants contribue à la stabilité structurale et à la formation d'agrégats de sol qui sont des amas de particules liées par un ciment (Chamayon et Le Gros, 1989; Ruellan et Dosso, 1993). Les agrégats de sol sont plus grands que les particules élémentaires et moins facilement emportés par la pluie, le ruissellement et le vent. La résistance du sol à l'érosion augmente par conséquent avec la teneur en matière organique et la taille des agrégats (Auerswald, 1984; Dällenbach et Kuhn, 1990/91 et 1991).

Structure du sol

La détermination de la stabilité des agrégats constitue une méthode pour évaluer la stabilité structurale du sol. Une grande stabilité des agrégats conduit à une perte en terre moins importantes (Siegrist, 1997).

La perméabilité

La perméabilité du sol contribue de deux manières à la résistance du sol à l'érosion hydrique (Figure 2.3) :

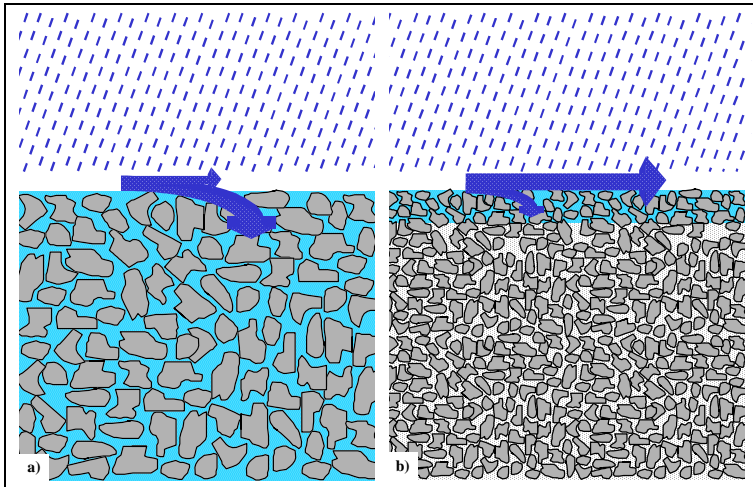


Figure 2.3 : Processus d'infiltration dans un sol.

a) sol perméable

b) sol imperméable avec air piégé

- Un sol perméable permet l'infiltration d'une grande partie de la pluie et l'importance du ruissellement diminue ce qui réduit l'érosion (Bunza, 1984; Bunza et Schauer, 1989).
- L'air contenu dans les pores peut s'échapper d'un sol perméable lors de l'humification. Il ne reste donc pas piégé et ne peut être comprimé par l'impact des gouttes (Viani, 1986; Le Bissonais, 1990; Luk et al., 1990; Römkens et al., 1990). La structure du sol est par conséquent plus stable.

Bunza et Schauer (1989) ont mesuré le ruissellement de surface et la perte en terre sur plusieurs parcelles dans les Alpes Bavareses. Ils voulaient déterminer l'influence de la végétation, de la géologie et de l'utilisation du sol sur les débits et les volumes ruisselés.

Ils ont constaté un volume de ruissellement important dans les cas suivants :

- sols limoneux ou des sables avec beaucoup de limon, donc imperméables;
- sols compacts avec une porosité très faible;
- surfaces couvertes d'un type de végétation préférant une humidité du sol élevée.

Pour les paramètres suivants, le ruissellement était quasi inexistant ou très faible :

- graviers ou sables, indépendamment de l'utilisation du sol;
- sols limoneux avec une bonne couverture végétale et donc une grande porosité grâce aux racines.

Le modèle d'érosion utilisé par Auerswald (1984) représente de la sensibilité du sol à l'agression climatique par le facteur d'érodibilité du sol. Ce facteur se calcule par la formule suivante :

$$K_1 = 2.77 \cdot 10^{-6} \cdot \text{IGF}^{1.14} \cdot (12 - \text{MO}) + 0.043 \cdot (\text{Cl}_{\text{agr}} - 2) + 0.033 \cdot (4 - \text{Cl}_{\text{perm}}) \dots\dots\dots (2.2)$$

où

$$\text{IGF} = (\text{teneur en argiles et sables fins}) \cdot (100 - \text{teneur en limon}) \dots\dots\dots (2.3)$$

avec : K_1 : facteur d'érodibilité du sol [$\text{t m}^2 \text{ h an}^{-1} \text{ ha}^{-1} \text{ kJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$]

IGF : indice des particules fines de la granulométrie [%]

MO : pourcentage de matières organiques [%]

Cl_{agr} : classe d'agrégats [-]

Cl_{perm} : classe de perméabilité [-].

Cette définition tient donc compte que la sensibilité du sol à l'érosion hydrique augmente avec la proportion de particule fines et diminue avec la teneur en matière organique, la stabilité structurale et la perméabilité.,

L'eau dans le sol

Les avis diffèrent concernant l'influence de l'humidité initiale du sol sur la quantité de sédiments érodés. Auerswald (1984) ne constate pas d'augmentation de la perte en terre en fonction du ruissellement, respectivement de l'humidité du sol. D'après Auerswald (1984), ce sont plutôt les pluies antécédentes qui influencent le ruissellement par formation d'une pellicule de battance et par colmatage de la couche superficielle. L'humidité du sol donne une indication sur les pluies antécédentes. L'érosion ne semble pas être influencée par ce phénomène. Viani (1986), par contre, dit que l'intensité de l'érosion par rejaillissement augmente avec l'humidité du sol. Il mentionne une étude qui tient compte de l'humidité du sol dans le calcul de l'indice d'érodibilité. Cependant il ne vérifie pas cette théorie lors de ses essais de rejaillissement.

Bunza et Schauer (1989) ne détectent aucune perte en terre pour des volumes de ruissellement inférieur à 25-50 % du volume de pluie total. La perte en terre la plus élevée a pu être constatée pour des volumes de ruissellement supérieurs à 50 % du volume de pluie. Mais les valeurs sont trop variables pour qu'il soit possible d'affirmer que l'érosion augmente avec l'humidité du sol (cf. Figure 2.4). Le peu de perte de terre sur les parcelles à faible ruissellement peut aussi être dû à une réduction de l'érosion par rejaillissement grâce à la bonne couverture végétale et à la grande porosité du sol.

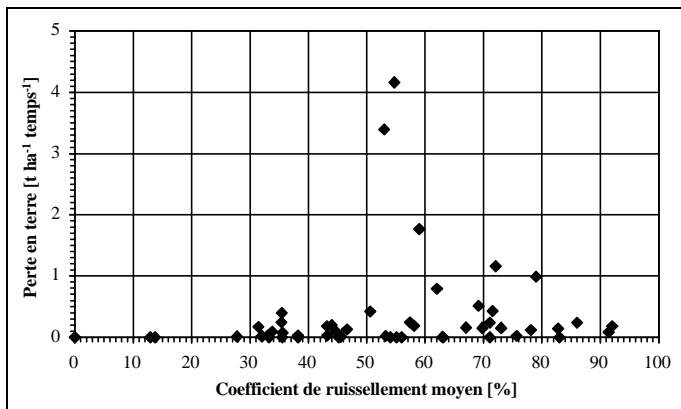


Figure 2.4 : Perte en terre en fonction du coefficient de ruissellement moyen pour les essais de Bunza et Schauer (Bunza, 1984; Schauer 1988; Bunza et Schauer, 1989).

Laajili et al. (1990) ont étudié l'influence de l'IPA (indice de pluie antécédente) sur l'érosion lors de leur étude sur un micro bassin versant en zone semi-aride. Ils sont arrivés à la conclusion que l'IPA indicateur de l'humidité du sol influence peu l'érosion.

Thebe (1995) a constaté que les cycles d'humectation-dessiccation influent sur la stabilité des agrégats. Si les variations d'humidité sont fréquentes, la stabilité des agrégats diminue.

Couverture

La surface du sol peut être couverte par des éléments grossiers, tels que des pierres ou des résidus végétaux, ne pouvant être emportés par la pluie, le ruissellement ou le vent en raison de leur taille. Ces éléments protègent le sol de l'impact des gouttes, ils constituent d'autre part un obstacle au ruissellement de surface et réduisent ainsi la vitesse d'écoulement et les forces d'arrachement (Dudeck et al., 1967; Meyer et al., 1970; Brown et al., 1989). Une couverture partielle du sol par des pierres ou des résidus végétaux conduit par conséquent à une diminution de la perte en terre (Dudeck et al., 1967; Meyer et al., 1970; Brown et al., 1989; Dällenbach et Kuhn, 1990/91 et 1991). Rose et al. (1990) ont observé qu'un pavage s'établit rapidement sur la surface du sol sous l'influence de l'impact des gouttes. Ce pavage est constitué des particules détachées par la pluie qui sont trop grosses pour être emportées par le ruissellement. Elles sont déposées sur la surface. Une fois établi, le pavage reste dans un état pratiquement constant.

Densité

Un sol peu dense est très sensible à l'agression climatique (Young et al., 1994). Viani (1986) propose de tenir compte de la rugosité et de la porosité initiale des parcelles travaillées pour le calcul de la perte de terre.

Il définit l'indice de porosité comme suit :

$$IP = \left\{ \frac{P_1 - P_0}{100} \right\} \cdot h \dots\dots\dots (2.4)$$

- avec :
- IP : indice de porosité [cm]
 - P₁ : porosité totale après travail du sol [%]
 - P₀ : porosité totale du sol non travaillé [%]
 - h : hauteur du travail du sol [cm]

Ses essais montrent une très bonne corrélation entre l'indice de porosité et le ruissellement, ainsi qu'avec la perte en terre (cf. Tableau 2.1).

Essai No	IP	VOLUME RUISSÉLÉ [l]	Perte en terre [g]	Concentration moyenne [g l ⁻¹]
A	0.00	1'411	37'890	26.9
B	1.04	1'090	34'030	31.2
C	3.08	429	6'600	15.4
D	5.76	213	2'720	12.8
E	4.29	456	7'780	17.1

Tableau 2.1 : Relation entre l'indice de porosité, le ruissellement et la perte en terre (Viani, 1986).

Résistance au cisaillement

L'impact des gouttes exerce une force de cisaillement sur la surface du sol qui peut conduire au détachement de particules. La résistance du sol au cisaillement peut par conséquent être

utilisé comme mesure de la sensibilité du sol à l'érosion par rejaillissement (Lafren et al., 1987; Bradford et al., 1992; Kinnell, 1990). La cohésion du sol peut également influencer la force de cisaillement nécessaire à l'arrachement des particules par la pluie ou le ruissellement (Torri et al., 1990).

Variabilité des paramètres

L'érodibilité est souvent supposée constante dans le temps pour simplifier la modélisation de l'érosion hydrique (Foster et al., 1977a et b, Auerswald, 1984; Viani, 1986; Dällenbach et Kuhn, 1990/91 et 1991). Cette hypothèse est acceptable pour des modèles qui donnent une estimation de la perte en terre à moyenne ou à long terme (Young et al., 1994). En réalité, les propriétés du sol qui déterminent l'érodibilité changent au cours du temps, sous l'influence des conditions atmosphériques et de l'activité biologique (Viani, 1986; Young et al., 1994; Siegrist, 1997). Une modélisation événementielle des processus d'érosion doit par conséquent tenir compte de ces changements.

Young et al. (1990) proposent par exemple la formule suivante pour calculer le facteur d'érodibilité moyen mensuel du sol pouvant être utilisé avec le modèle d'érosion décrit par Auerswald (1984) :

$$K_1^n = K_1 \cdot \{1 + a \cdot \cos(b \cdot \theta - c)\} \dots\dots\dots (2.5)$$

avec : K_1^n : facteur d'érodibilité moyen du sol pendant le mois n
[t m² h mois⁻¹ ha⁻¹ kJ⁻¹ mm⁻¹]

K_1 : facteur d'érodibilité moyen du sol pendant l'année (cf. équation (2.2) et (2.3)) [t m² h an⁻¹ ha⁻¹ kJ⁻¹ mm⁻¹]

θ température moyenne pendant la période n [°C]

a, b, c : constante dépendant du lieu [-]

Géologie et pétrographie

Amman (1981) a étudié la provenance des sédiments fins dans les bassins de rétention en fonction de la géologie du bassin versant. Il a analysé des échantillons de plusieurs lacs artificiels en Suisse et les a comparés avec la charge sédimentaire des affluents.

Il a constaté que la quantité des sédiments dépend de la géologie et de la pétrographie du bassin versant contributif.

Les paramètres principaux à considérer sont :

- la structure macroscopique de la roche : couches, schistosité;
- la structure microscopique de la roche : granulométrie, fraction de fins, ciment, stabilité des agrégats;
- la proportion de matériaux meubles : moraines de glaciers, éboulis, glissements, sols, roche altérée.

Les composantes plus sensibles à l'érosion sont les roches schisteuses et les matériaux meubles de la couche d'altération ou d'anciens dépôts de sédiments. En plus de la surface de ces formations sujettes à érosion, leur orientation par rapport au réseau de drainage (cours d'eau) joue un rôle important.

Rose et al. (1990) distinguent l'érodibilité du sol naturel et des dépôts de particules constitués en surface lorsque la quantité de sol détachée par la pluie excède la capacité de transport du ruissellement. Pour des faibles pentes, ces dépôts peuvent couvrir entièrement la surface du sol et son érodibilité n'influence plus le processus de détachement. Les particules déposées peuvent en général être plus facilement entraînées car elles ne possèdent pas de cohésion.

Formation de rigoles

Kemp née Marchington (1990) fournit une description de la formation des rigoles, de leur agrandissement vers l'amont et de la formation de bifurcations. Des trous ou des irrégularités existants dans le terrain sont agrandis par l'écoulement qui passe à travers leurs frontières (cf. Figure 2.5). La formation de rigoles à partir de trous ne peut se faire que lorsque le ruissellement possède de la capacité de transport libre. Les irrégularités de surface provoquent des ondes de choc sur l'écoulement superficiel. Ces ondes sollicitent les bords de la rigole et peuvent provoquer la bifurcation si la vitesse latérale de l'onde est assez élevée.

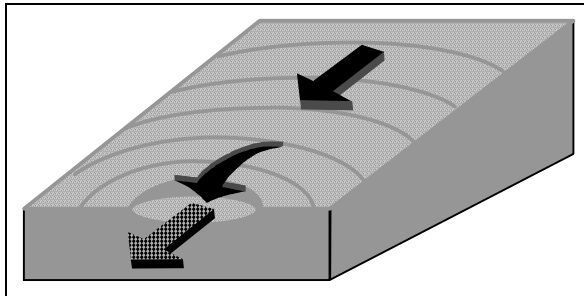


Figure 2.5 : Développement d'une rigole à partir d'une irrégularité (trou) dans le terrain.

2.1.3.2 La pluie

L'érosivité de la pluie est définie comme le potentiel d'éroder un sol (Viani, 1986). Elle est influencée par l'énergie cinétique (calculée à partir de la vitesse et des dimensions des gouttes de pluie) et par l'intensité maximale.

Les formules permettant de calculer l'énergie cinétique de la pluie sont souvent basées sur la relation entre la granulométrie des gouttes et l'intensité maximale et sur la relation entre le diamètre des gouttes et la vitesse terminale (Viani, 1986).

Le diamètre médian, $D_{\text{médian}}$, de la pluie atteint une valeur constante pour une intensité de pluie supérieure à 100 mm h^{-1} . Le diamètre médian est celui pour lequel le volume des gouttes de diamètre supérieur est égal à celui des gouttes de diamètre inférieur. Différents chercheurs (Viani, 1986) ont exprimé la relation I - $D_{\text{médian}}$ (intensité-diamètre médian) soit par une loi exponentielle soit par une équation du troisième degré (cf. Figure 2.6). Ces relations peuvent varier avec la situation géographique (Hurni, 1982).

La vitesse des gouttes d'eau est fonction de la résistance de l'air et de l'accélération gravitationnelle. La vitesse terminale est atteinte lorsque la force de frottement est égale à la force de gravité (Viani, 1986) :

$$\underbrace{C_t \cdot D^2 \cdot \pi \cdot \frac{\rho_a \cdot (U_g - U)^2}{2}}_{\text{force de frottement}} = \underbrace{\frac{4 \cdot \pi \cdot D^3}{3} \cdot (\rho_e - \rho_a) \cdot g}_{\text{force gravitationnelle}} \dots\dots\dots (2.6)$$

- avec :
- C_t : coefficient de traînée [-]
 - D : diamètre de gouttes [m]
 - ρ_a : masse spécifique de l'air [kg m^{-3}]
 - U_g : vitesse de chute des gouttes [m s^{-1}]
 - U : vitesse moyenne de l'air ambiante [m s^{-1}]
 - ρ_e : masse spécifique de l'eau [kg m^{-3}]
 - g : constante de la gravité [m s^{-2}]

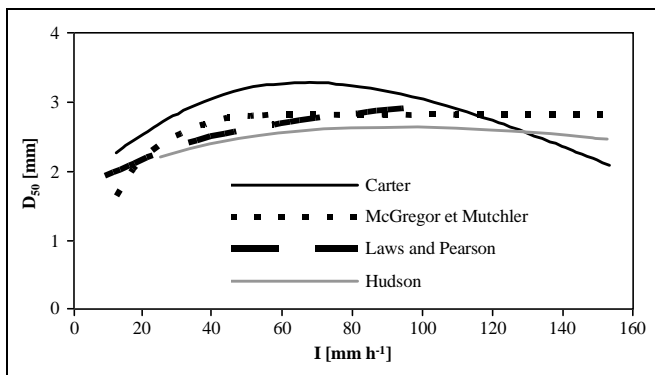


Figure 2.6 : Relation I- $D_{\text{médian}}$ (intensité-diamètre médian) formulée par différents chercheurs (Viani, 1986).

La vitesse finale augmente avec le diamètre des gouttes jusqu'à un diamètre de 6 mm. (Viani, 1986) (cf. Figure 2.7).

En tenant compte de ces relations, l'énergie cinétique de la pluie peut se calculer en fonction de son intensité. A partir d'une intensité de 30 à 40 mm h^{-1} , l'énergie cinétique tend vers une valeur constante.

Pour une pluie isolée, l'énergie cinétique se calcule d'après Viani (1986) selon la formule empirique suivante :

$$E = 11.9 + 8.73 \cdot \log(I) \dots\dots\dots (2.7)$$

avec : E : énergie cinétique de la pluie isolée [kJ m⁻²]
 I : intensité de la pluie [mm h⁻¹].

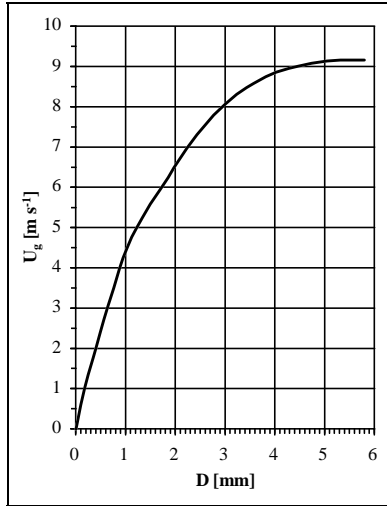


Figure 2.7 : Vitesse finale de chute des gouttes en fonction de leur diamètre selon Viani (1986).

Pour la moyenne de l'énergie cinétique sur plusieurs événements pluvieux, Auerswald (1984) propose la relation suivante :

$$E = \sum \{11.9 + 8.73 \cdot \log(I^n)\} \cdot H^n \dots\dots\dots (2.8)$$

avec : Iⁿ : intensité de la pluie pendant un intervalle de temps n [mm h⁻¹]
 Hⁿ : hauteur de pluie pendant un intervalle de temps n [m].

L'énergie cinétique de la pluie peut être modifiée par le vent qui influe sur la vitesse de chute, la taille de la goutte et l'angle d'impact (Eicher et al., 1988; Lima et al., 1992).

2.1.3.3 Le ruissellement

L'eau de pluie qui ruisselle sur la surface du sol possède d'une part un potentiel d'éroder le sol (érosivité du ruissellement) et d'autre part une capacité de transporter une certaine quantité de particules détachées (capacité de transport). Si la charge en sédiment d'une classe granulométrique de l'écoulement dépasse sa capacité de transport, il y a déposition des particules de cette classe (Foster, 1982; Rose, 1994). L'érosivité et la capacité de transport du ruissellement sont proportionnelles au débit (Foster, 1982; Laajili et al., 1992) et fortement influencées par la vitesse de l'écoulement (Viani, 1986). Cette dernière dépend du débit, de la

penne et de la rugosité du terrain. La turbulence et la charge solide influencent également la capacité d'arrachement de l'écoulement (Viani, 1986).

Erosivité et capacité d'arrachement

L'écoulement de l'eau exerce une force de cisaillement sur le sol. Cette force dépend essentiellement de la vitesse et de la profondeur de l'écoulement (Graf W. H., 1984). La force de cisaillement doit dépasser la résistance du sol pour pouvoir détacher des particules. Cette résistance est couramment appelée force de cisaillement critique et elle dépend entre autres du diamètre des particules à détacher (Graf W. H., 1984; Guy et Dickinson 1990; Rose, 1994) (cf. Figure 2.8).

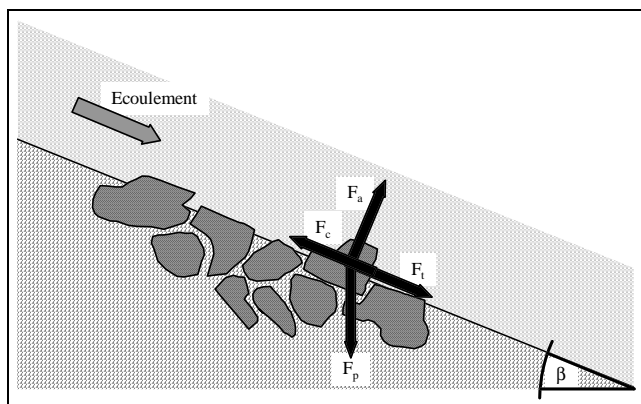


Figure 2.8 : Forces agissantes sur une particule de sol cohésif sous l'influence d'un écoulement (Graf W. H., 1984; Torri et al. 1990).

F_a : force ascensionnelle

F_c : force de cohésion

F_t : force de traînée

F_p : poids déjaugé

En général, les forces exercées sur une particule de sol par l'écoulement peuvent être exprimées par (Graf W. H., 1984) :

$$F_t = C_t \cdot a \cdot D^2 \cdot \frac{\rho_e \cdot U_f}{2} \dots\dots\dots (2.9)$$

et

$$F_a = C_a \cdot b \cdot D^2 \cdot \frac{\rho_e \cdot U_f}{2} \dots\dots\dots (2.10)$$

avec : F_t : force de traînée [N]

F_a : force ascensionnelle [N]

C_t, C_a : coefficient de traînée et de la force ascensionnelle respectivement [-]

a, b : facteurs de forme de la particule [-]

ρ_e : densité de l'eau [kg m^{-3}]

Comme la turbulence influence également la capacité de détachement (Viani, 1986), elle est en générale exprimé en fonction de la vitesse de cisaillement. Cette grandeur représente une mesure de l'intensité des fluctuations turbulente. Ainsi, le critère de Shields couramment utilisé en hydraulique fluviale pour déterminer la force de cisaillement critique s'exprime par l'expression suivante (Graf W. H., 1984) :

$$\frac{\tau_{\text{crit}}}{(\rho - \rho_e) \cdot g \cdot D} = f \left(\frac{D \cdot U_*}{U} \right) \dots\dots\dots (2.11)$$

avec : τ_{crit} : force de cisaillement critique [$\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-2}$]

g : constante de la gravité [m s^{-2}]

U_* : vitesse de cisaillement [m s^{-1}]

U : vitesse moyenne de l'eau [m s^{-1}]

Dans les premiers modèles d'érosion, l'érosivité du ruissellement était calculée en fonction du débit maximal et du volume d'eau ruisselé (Foster et al., 1977a et 1977b; Auerswald, 1984). L'existence d'un seuil au-dessous de duquel il n'y a ni détachement, ni transport de particules était souvent négligé (Nearing et al. 1989). Selon Foster et al. (1977a) l'érosivité du ruissellement se détermine à l'aide de l'équation suivante :

$$R_r = d \cdot H_r \cdot q_p^{1/3} \dots\dots\dots (2.12)$$

avec : R_r : érosivité du ruissellement calculé [$\text{kJ mm m}^{-2} \text{h}^{-1}$]

H_r : hauteur de pluie ruisselée [mm]

q_p : débit de ruissellement spécifique de pointe [mm h^{-1}]

d : constante valant 0.7 environ [$\text{kJ m}^2 \text{h}^{-2/3} \text{mm}^{-1/3}$]

Des modèles d'érosion plus développés tiennent compte du fait que la charge solide transportée par le ruissellement réduit son érosivité (Rose, 1994). Dans ces modèles, la quantité de sol détachée par le ruissellement est proportionnelle à sa capacité de transport réduite (Simanton et al., 1987; Blau et al., 1988; Finkner et al, 1989; Nearing et al., 1989a et 1989b; Nearing et al., 1994). Le taux de sédiments détachés par le ruissellement concentré s'écrit selon Nearing et al (1989b) :

$$TD_r = K_r \cdot (\tau - \tau_{\text{crit}}) \cdot \left\{ 1 - \frac{qm_s}{T_c} \right\} \dots\dots\dots (2.13)$$

avec : TD_r : taux de sédiments détachés par le ruissellement [$\text{kg s}^{-1} \text{m}^{-2}$]

K_r : érodibilité de ruissellement du sol [s m^{-1}]

τ : contrainte de cisaillement exercée par le ruissellement sur le sol [Pa]

τ_{crit} : contrainte de cisaillement critique [Pa]

qm_s : charge solide spécifique [$kg\ s^{-1}\ m^{-1}$]

T_c : capacité de transport du ruissellement [$kg\ s^{-1}\ m^{-1}$]

Dans le modèle de Rose (1994), la capacité de transport et le potentiel de détachement de l'écoulement sont proportionnels à sa puissance :

$$P_e = \rho_e \cdot g \cdot y \cdot U \dots\dots\dots(2.14)$$

avec : P_e : puissance de l'écoulement [$W\ m^{-2}$]

y : profondeur de l'écoulement [m]

La partie de la puissance non utilisée pour le transport solide est disponible pour le détachement de particules.

D'autres modèles d'érosion sont basés sur les équations d'érosion et de transport solide établies pour les cours d'eau (Wicks et al., 1988; Guy et Dickinson, 1990). Des essais en laboratoire montrent cependant que le critère de Shields (Graf W. H., 1984; équation (2.11)), couramment utilisé en hydraulique fluviale pour déterminer la force de cisaillement critique à partir de laquelle l'entraînement des particules commence, n'est pas valable pour les écoulements sur plan (Guy et Dickinson, 1990; Torri et al., 1990). Les particules du sol sont souvent inférieures à un millimètre et le critère de Shields n'est valable que pour des particules d'un diamètre $D > 1\ mm$ (Guy et Dickinson, 1990). La rugosité relative de la surface par rapport à la profondeur d'écoulement augmente avec le diamètre moyen du sol et la pente du terrain. Ceci conduit à des vitesses plus lentes et des forces de cisaillement plus petites pour les écoulements sur plan que pour les écoulements en cours d'eau. Par conséquent le critère de Shields appliqué aux écoulements sur plan sous-estime la force de cisaillement critique (Guy et Dickinson, 1990). La force de cisaillement et les paramètres dont elle dépend, la vitesse et la profondeur d'écoulement, sont des grandeurs extrêmement difficiles à mesurer dans les écoulements sur plans. Guy et Dickinson (1990) proposent donc de déterminer plutôt un débit critique qu'une force de cisaillement critique. Basé sur les résultats des essais, ils proposent la relation suivante pour calculer le débit critique :

$$q_{crit} = c \cdot (\rho - \rho_e)^{2.36} \cdot D_{50}^{0.79} \sin^{-1.49}(\beta) \dots\dots\dots(2.15)$$

avec : q_{crit} : débit de ruissellement critique, c. à d. débit de ruissellement pour lequel le transport solide commence [$m^2\ s^{-1}$]

c : paramètre tenant compte de la rugosité, de la gravité et de la viscosité cinématique, constant pour les essais de Guy et Dickinson (1990)

D_{50} : diamètre caractéristique du sol (diamètre à 50 % de poids) [m]

β : pente du terrain [degré]

Kinnell (1990) part du principe que seule la turbulence créée par l'impact des gouttes exerce une force de cisaillement suffisamment grande pour détacher les grains. Jusqu'à une profondeur d'écoulement égale à trois fois le diamètre des gouttes, cette profondeur n'a pas d'influence sur le transport solide. Pour des profondeurs plus grandes, l'impact de la goutte est

amorti et le régime change. Comme la profondeur d'écoulement dépend de l'intensité de la pluie, le transport solide est directement proportionnel :

- à l'intensité de pluie,
- à la vitesse de l'écoulement,
- au nombre de particules détaché par l'impact des gouttes,
- au temps pendant lequel les particules restent en suspension après l'impact des gouttes

ainsi qu'inversement proportionnel au diamètre des gouttes (Kinnell, 1990). Pour le transport en suspension dans les cours d'eau un modèle similaire a été développé récemment par Chiew et Parker (1996). Dans leurs essais, ils ont constaté que le détachement des particules fines se produit lors "d'explosions de turbulence". Ensuite, les grains restent en suspension, si la turbulence les a suffisamment éloigné du lit et si la vitesse d'écoulement est assez grande.

Torri et al. (1990) constatent que le mouvement des particules sur plan correspond à un glissement. Ils proposent d'établir un critère d'équilibre des particules semblable à celui de Coulomb en mécanique des sols (Recordon, 1985). L'équilibre du grain fait intervenir la force de traînée du grain dans l'écoulement, son poids déjaugé et la cohésion du sol (cf. Figure 2.8) (Torri et al., 1990). Le glissement du grain se produit lorsque la résultante des forces est supérieure à zéro :

$$F_t + F_p \sin(\beta) - \{F_p \cos(\beta) - F_a\} \tan(\varphi) - F_c > 0 \dots\dots\dots(2.16)$$

avec : F_c : force de cohésion [N]
 φ : angle de frottement interne [degré]

Pour un sol et une pente donnée, l'équilibre du grain dépend avant tout de la vitesse de l'écoulement qui influe sur la force ascensionnelle et la force de traînée (cf. équations (2.9) et (2.10)).

Lors des essais, Torri et al. (1990) ont constaté que certaines particules bougent avant que l'équilibre limite ne soit atteint, tandis que d'autres restent stables au delà de la vitesse limite. Ceci est dû au fait qu'une composante turbulente augmente ou diminue la vitesse moyenne de l'écoulement. Ce problème peut être résolu par un modèle probabiliste du mouvement des grains d'une classe granulométrique.

L'équilibre exprimé par l'équation (2.16) peut en fait être formulé en fonction de la vitesse instantanée (Torri et al., 1990) :

$$u > u_{moy} + u' \dots\dots\dots(2.17)$$

avec : u : vitesse instantanée de l'écoulement [$m s^{-1}$]
 u_{moy} : moyenne temporelle de la vitesse de l'écoulement [$m s^{-1}$]
 u' : composante turbulente de la vitesse de l'écoulement [$m s^{-1}$]

En admettant une distribution normale de la vitesse turbulente, la particule se met à glisser dans 80 % des cas, si :

$$u > u_{moy} - 0.845 \cdot \sigma_{u'} \dots\dots\dots(2.18)$$

avec : σ_u : déviation standard de la composante turbulente de la vitesse

La probabilité est de 20 ou de 50 % respectivement, si :

$$u > u_{moy} + 0.845 \cdot \sigma_u \dots\dots\dots(2.19)$$

ou

$$u > u_{moy} \dots\dots\dots(2.20) .$$

Rose et al. (1990) ont observé lors des expériences en laboratoire que c'est avant tout l'écoulement concentré en rigole qui possède un grand pouvoir érosif. Les particules sont libérées de la matrice du sol par des instabilités de berges. Comme ces instabilités sont des événements instantanés et aléatoires, la concentration solide dans l'écoulement de la rigole varie fortement au cours du temps. Rose et al. (1990) ont également observé une érosion régressive des rigoles pendant leurs essais.

Capacité de transport

La charge solide de l'eau de ruissellement est limitée par la capacité de transport de l'écoulement (Foster, 1982; Rose et al., 1990). Le modèle d'érosion décrit par Hrisanthou (1988) calcule la capacité de transport solide par l'équation de Yalin (Graf W. H., 1984; Finkner et al., 1989), qui a été adapté pour l'écoulement sur plan (Baesley et al., 1980). Les formules développées pour tenir compte de la taille différente des particules ont été vérifiées à l'aide d'essais avec simulateur de pluie. En écoulement laminaire la capacité de transport du ruissellement s'écrit :

$$T_c = 146 \cdot p \cdot q^{1/2} \dots\dots\dots(2.21)$$

avec : T_c : capacité de transport solide de l'écoulement [kg m⁻¹ min⁻¹]
 p : gradient de pente [m m⁻¹]
 q : débit de ruissellement par unité de largeur [m³ m⁻¹ min⁻¹].

Si le débit de ruissellement par unité de largeur dépasse 0.046 m³ m⁻¹ min⁻¹, l'écoulement devient turbulent et la capacité de transport se calcule alors par :

$$T_c = 14'600 \cdot p \cdot q^2 \dots\dots\dots(2.22)$$

Finkner et al. (1989) se sont aussi basés sur l'équation de Yalin pour calculer la capacité de transport. Ils ont simplifié cette équation afin de pouvoir calculer la capacité de transport fonction de la distance à la frontière du bassin versant. Les paramètres sont normalisés par rapport au point aval du versant et la relation s'écrit :

$$T_c^* = A_1 \cdot x^2 + A_2 \cdot x + A_3 \dots\dots\dots(2.23)$$

où

$$A_1 = \frac{B^* \cdot a}{q^* + 1}, A_2 = \frac{B^* \cdot (a \cdot q^* + b)}{q^* + 1}, A_3 = \frac{B^* \cdot b \cdot q^*}{q^* + 1} \dots\dots\dots(2.24)$$

et

$$p^* = a \cdot x^* + b \dots\dots\dots(2.25)$$

- avec :
- T_c^* : capacité de transport normalisée, $T_c^* = T_c/T_{c_0}$ [-]
 - x : distance [m]
 - A_1, A_2, A_3 : coefficients [-]
 - B^* : coefficient de transport, $B^* = B/B_0$ [-]
 - a, b : coefficients de pente [-]
 - q^* : débit unitaire normalisé, $q^* = q/(I_{nette} L)$ [-]
 - p^* : pente normalisée, $p^* = p/p_0$ [-]
 - x^* : distance normalisé, $x^* = x/L$ [-]
 - T_{c_0} : capacité de transport au point aval du versant [$kg\ m^{-1}\ s^{-1}$]
 - B : coefficient de transport [$m^{1/2}\ s^2\ kg^{-1/2}$]
 - B_0 : coefficient de transport au point aval du versant [$m^{1/2}\ s^2\ kg^{-1/2}$]
 - q : débit unitaire [$m^2\ s^{-1}$]
 - I_{nette} : intensité de pluie nette (partie ruisselée) [$m\ h^{-1}$]
 - L : longueur du versant [m]
 - p : pente à la distance x [-]
 - p_0 : pente au point aval du versant [-]

Le coefficient de transport B est calé par rapport à la capacité de transport T_{c_0} et la contrainte de cisaillement τ_0 calculées selon l'équation originale de Yalin (Graf W. H., 1984; Finkner et al., 1989) au point aval du versant :

$$B_0 = \frac{T_{c_0}}{\tau_0^{2/3}} \dots\dots\dots(2.26)$$

- avec :
- T_{c_0} : capacité de transport calculé pour le point aval de la pente selon l'équation originale de Yalin [$kg\ m^{-1}\ s^{-1}$]
 - τ_0 : contrainte de cisaillement calculé pour le point aval de la pente selon l'équation originale de Yalin [$kg\ m^{-1}\ s^{-2}$]

La contrainte de cisaillement au point aval du versant est la moyenne entre la contrainte de cisaillement calculée avec la pente moyenne du versant et celle calculée à partir de la pente au point aval de la pente.

Déposition

Lorsque la charge solide dépasse la capacité de transport de l'écoulement, une partie des solides transportés est déposée. Nearing et al. (1989) calculent le taux de déposition comme suit :

$$TD_d = \left(\frac{U_d}{q} \right) \cdot (T_c - qm_s) \dots\dots\dots(2.27)$$

- avec : T_{D_d} : taux de déposition des matériaux solides [$\text{kg s}^{-1} \text{m}^{-2}$]
 U_d : vitesse de décantation effective [m s^{-1}]
 q : débit de ruissellement spécifique [$\text{m}^3 \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$]
 T_c : capacité de transport [$\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$]
 q_{m_s} : charge solide spécifique [$\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$]

La vitesse de décantation est calculée pour un diamètre effectif et la gravité adimensionnelle spécifique du mélange de sédiments avec les équations de traînée classiques, telles que l'équation (2.9) (Nearing et al., 1989; Graf W. H., 1984). Le diamètre effectif se calcule par :

$$D_{\text{eff}} = e^{\sum_{i=1}^3 \log(D_i/3)} \dots\dots\dots (2.28)$$

- avec : D_{eff} : diamètre effectif [mm]
 D_i : diamètre des trois plus petites classes granulométriques des sédiments (argile, limon, petits agrégats) évalué selon Foster et al. (1985) à partir du pourcentage en argile du sol de base [mm]

Vitesse, débit et profondeur de l'écoulement

Pour déterminer l'érosivité et la capacité de transport du ruissellement, ses caractéristiques de base - le débit d'eau ruisselée et la vitesse ou la profondeur d'écoulement - doivent être connues. Les modèles hydrologiques et hydrauliques permettent de les déterminer (Foster, 1982; Blau et al., 1988).

Viani (1986) propose l'équation suivante pour le calcul de la vitesse de ruissellement :

$$U = \frac{p^{0.33} \cdot q^{0.33}}{C_R^{0.66}} \dots\dots\dots (2.29)$$

- avec U : vitesse moyenne du ruissellement [m s^{-1}]
 p : pente du terrain [m m^{-1}]
 q : débit ruisselé spécifique [m s^{-1}]
 C_R : coefficient de rugosité du sol [s m^{-1}].

Blau et al. (1988) utilisent l'onde cinématique pour déterminer le débit et la profondeur d'écoulement nécessaires au modèle d'érosion. Les équations sont ceux développées par Woolhiser (1975) pour la montée de l'hydrogramme avec une pluie uniformément répartie :

$$U = \alpha \cdot y^{\mu-1} \dots\dots\dots (2.30)$$

où

$$y = I_{\text{net}} \cdot t \dots\dots\dots (2.31)$$

- avec : U : vitesse moyenne de l'écoulement [m s^{-1}]
 y : profondeur de l'écoulement [m]
 μ : exposant dont la valeur dépend du modèle de perte de charge linéaire choisi [-]

α : coefficient de perte de charge [$m^{-(\mu-2)} s^{-1}$]

I_{net} : intensité de pluie nette (partie ruisselée) [$m s^{-1}$]

t : temps [s]

Pour les écoulements laminaires sur des surfaces rugueuses une loi de perte de charge analogue à celle de Darcy-Weissbach (Sinniger et Hager, 1989) est proposée :

$$\alpha = 8 \frac{g \cdot p}{K_w \cdot v} \dots\dots\dots (2.32)$$

avec : g : accélération gravitationnelle [$m s^{-2}$]

p : pente du terrain [$m m^{-1}$]

K_w : coefficient de rugosité influencé par la rugosité du sol et l'impact des gouttes de pluie [-]

v : viscosité cinématique [$m^2 s^{-1}$]

Pour ce type d'écoulement μ vaut 3. Le coefficient de rugosité est influencé par la pluie et se calcule avec la formule suivante :

$$K_w = K_{w_0} + a \cdot I \dots\dots\dots (2.33)$$

avec : K_{w_0} : coefficient de rugosité du sol variant entre 24 et 40'000; pour une surface graveleuse, il prend des valeurs entre 90 et 400 [-]

a : coefficient prenant en général une valeur de $a = 0.394$ [$h mm^{-1}$]

I : intensité de la pluie [$mm h^{-1}$]

Si la durée de la pluie uniforme est suffisamment longue, le débit de ruissellement au point aval du versant devient constant. La durée jusqu'à débit constant, c. à d. le temps de concentration, se calcule comme suit :

$$t_c = \left(\frac{l}{\alpha \cdot I^{\mu-1}} \right)^{1/\mu} \dots\dots\dots (2.34)$$

avec : t_c : temps de concentration [s]

l : longueur du versant [m]

Continuité des sédiments

Les sédiments érodés ne sont pas transportés jusqu'à l'exutoire du bassin versant en un seul événement pluvieux. Ils se créent des dépôts intermédiaires qui seront remobilisés par la prochaine crue (Clark, 1987a; Jahn, 1990). Par conséquent, la recherche a commencé à s'intéresser à la distance sur laquelle les sédiments peuvent être transportés pendant une seule crue.

Godone et Maraga (1989) ont fait des mesures des distances de transport par charriage pendant cinq ans dans un petit bassin versant des Préalpes Italiennes (Rio de la Gallina, Nord Ouest de l'Italie). Les traceurs choisis étaient de dimensions représentatives du matériau du lit.

Quelques-uns appartenait à la classe granulométrique modale, d'autres à des classes plus grossières.

Les distances de transport dépendent du débit de pointe, tandis que les volumes transportés dépendent de la durée des crues. La relation entre le débit de pointe et la distance moyenne de transport peut être exprimée par une loi exponentielle.

$$Q_p = 0.68 \cdot e^{0.08 \cdot x} \dots\dots\dots(2.35)$$

avec : Q_p : débit de pointe [$m^3 s^{-1}$]

x : distance de déplacement moyenne [m].

Les valeurs limites du débit de pointe pour lequel un déplacement se produit dépend essentiellement de la forme des galets. Les traceurs de forme aplatie montraient une mobilité plus grande. Pendant le transport, les galets de dimensions mineures sont davantage soumis aux conditions morphologiques du lit qu'à l'écoulement et se déplacent moins rapidement que les grands galets.

Ergenzinger et Schmidt (1990) ont fait une étude similaire dans un torrent des montagnes Bavaoises. Ils voulaient étudier entre autre l'influence du poids et de la forme des galets ainsi que du profil en long du cours d'eau sur les distances de déplacement.

Ils ont constaté un comportement différent, suivant que le débit de pointe de la crue était supérieure ou inférieure à la valeur seuil $Q_p = 7.7 m^3/s$. Comme la longueur de déplacement n'est pas indépendante des conditions d'écoulement, Ergenzinger et Schmidt (1990) proposent de déterminer sa distribution statistique à l'aide la loi de Poisson qui est la loi de probabilité la plus appropriée pour ce genre de phénomènes.

Le poids et la dimension moyenne des galets ne montrent pas de relation claire avec la longueur de déplacement. Cette dernière tend à diminuer légèrement pour une augmentation du poids et de la dimension moyenne. La forme des galets par contre influence sensiblement la distance de déplacement. Les formes allongées favorisent la mobilité dans le cas étudié. La distance de déplacement peut quadrupler pour un galet de même poids (cf. Tableau 2.2). Le profil en long a également une influence non négligeable sur le transport des sédiments. Une faible pente réduit les longueurs de déplacement jusqu'à provoquer la déposition.

Forme des galets	Dimensions			Distance de déplacement moyenne	
	1 ^{er} axe [mm]	2 ^{ème} axe [mm]	3 ^{ème} axe [mm]	1 ^{ère} crue [m]	2 ^{ème} crue [m]
sphère	12	9.5	6.2	38	76
ellipsoïde	16	10.0	4.8	33	61
disque	16	13.5	3.8	28	66
aiguille	23	6.0	5.7	13	19

Tableau 2.2 : Distance de déplacement moyenne de galets de poids égal mais de forme différente pour deux crues avec un débit de pointe de 8 et de $12 m^3 s^{-1}$ respectivement (Ergenzinger et Schmidt, 1990).

2.1.3.4 La topographie

Pente

La pente du terrain joue un rôle essentiel dans l'érosion. D'une part la stabilité du sol diminue avec la pente (Recordon, 1985; Band, 1990; Descroix, 1994) et d'autre part la vitesse d'écoulement et par conséquent la capacité de transport et l'érosivité du ruissellement augmentent (Baesley et al., 1980; Hurni, 1982; Viani, 1986; Finkner et al., 1989; Rose et al., 1990). Les études de l'érosion hydrique montrent en général une augmentation de la perte en terre avec la pente (Foster et al., 1977b; Cernusca, 1984; Viani, 1986) malgré l'amortissement de l'impact des gouttes sur les fortes pentes (Descroix, 1994).

Un des premiers modèles empiriques d'érosion, qui ne tient pas compte du ruissellement, préconise une augmentation proportionnellement à une fonction parabolique de la pente (Foster et al. 1974; Auerswald, 1984; Dällenbach et Kuhn, 1991). Cette fonction s'écrit (Auerswald, 1984) :

$$S = \frac{(0,0435 \cdot s^2 + 0,30 \cdot s + 0,43)}{6,613} \dots\dots\dots(2.36)$$

avec : s : pente du terrain [%].

Des applications ultérieures du modèle sur des pentes plus importantes ont montré une augmentation moins rapide en fonction de la pente (Viani, 1986). Hurni (1982) constate même qu'à partir de 25 %, la perte en terre n'est que linéairement proportionnelle à la pente du terrain.

Dans le modèle de Foster et al. (1977a), l'érosion entre rigoles varie linéairement avec la pente tandis que l'érosion en rigole est proportionnelle à la pente à une puissance constante à déterminer expérimentalement.

Dans les modèles physiques plus récents, la pente intervient seulement dans le calcul de la capacité de transport et des paramètres hydrologiques et hydrauliques (cf. par exemple équations (2.62) à (2.64) ainsi que (2.23) à (2.25)) (Blau et al., 1988; Nearing et al, 1989).

Selon Band (1990), le transport solide ainsi que le diamètre de la particule de sol inconditionnellement stable sont proportionnels à une fonction de puissance de la pente :

$$D \propto p^a \dots\dots\dots(2.37)$$

avec : D : diamètre caractéristique des particules de sol [mm]

p : pente du terrain [-]

a : exposant [-]

En outre, la pente varie à long terme sous l'influence interactive du climat, de la pédologie, de la biologie et de la tectonique qui sont aussi des facteurs déterminants pour l'érosion.

Après les crues de 1987 au Tessin et en Suisse centrale, Jahn (1990) a observé la plupart des signes d'érosion sur des terrains possédant des pentes entre 60 % et plus de 100 %.

Ce n'est cependant pas la pente du terrain seule qui joue un rôle dans l'érosion hydrique et l'apport en sédiment, mais aussi sa variation. Selon Foster et Wischmeier (1974) un versant concave produit moins de sédiments que le même versant avec une pente constante égale à la pente moyenne du versant concave. Un versant de forme convexe cependant érode plus que le

versant à pente constante (cf. Figure 2.9). Ce phénomène est dû au fait, que la diminution de la pente dans le versant convexe conduit à une réduction de la capacité de transport et par conséquent à la déposition d'une partie des matériaux érodés à l'amont (Foster, 1982). A l'inverse, l'augmentation de la pente à l'aval d'un versant implique une capacité de transport et une érosivité plus grandes. Ainsi, le ruissellement peut non seulement transporter la totalité des matériaux érodés à l'amont mais également mobiliser plus de matériaux que le même débit est capable de détacher sur la pente uniforme moyenne.

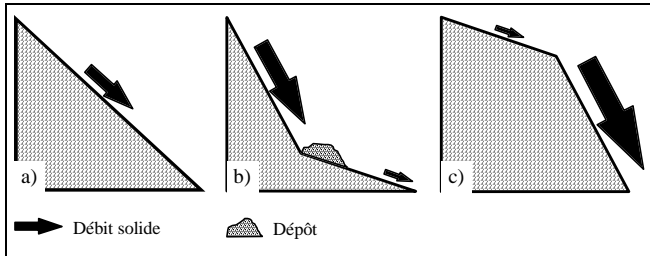


Figure 2.9 : Débit solide pour un versant
 a) à pente constante
 b) concave
 c) convexe.

Les conclusions que Mosimann (1981) tire de son étude morphologique des surfaces d'érosion sur les pistes de ski, sont en contradiction avec les raisonnements cité ci-dessus. Il relève plus de traces d'érosion, surtout plus de rigoles profondes, sur des versants à forme convexe que sur les versants concaves. Ces derniers semblent peu sensible à l'érosion hydrique, mais Mosimann ne donnent pas d'explication à ce phénomène observé.

Jahn (1990) a constaté que les glissements de terrain sont plus fréquents sur des versants convexes, probablement dû à une infiltration d'eau plus importante sur la partie plate du versant qui conduit à une saturation du terrain également à l'aval de la rupture de pente. Dans ces conditions, un glissement peut se produire même sur une pente inférieure à 60 %. Cette pente correspond selon ses observation à la pente minimale pour l'apparition de glissement de terrain (cf. ci-dessus)

Longueur du versant

En plus de la pente et de sa variation, les modèles empiriques tiennent compte de la longueur du versant pour estimer la quantité de sol érodé (Foster et al. 1974; Foster et al., 1977a et 1977b; Auerswald, 1984; Viani, 1986; Dällenbach et Kuhn, 1991). Selon ces modèles, la perte en terre due à l'érosion entre rigoles augmente proportionnellement à la racine de la longueur du versant (Foster et al, 1974; Auerswald, 1984; Viani, 1986; Dällenbach et Kuhn, 1991) ou proportionnellement à la longueur (Foster et al., 1977a et 1977b). La quantité de sol érodée dans les rigoles croit avec le carré de la longueur du versant (Foster et al., 1977a et 1977b). Grâce à ce paramètre, le modèle tient compte de l'augmentation du débit de ruissellement en fonction de la surface (Rose, 1994) :

$$q(x) = I_{\text{net}} \cdot x \quad \dots\dots\dots(2.38)$$

avec : q : débit de ruissellement spécifique [$\text{m}^3 \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$]

x : distance à la frontière du bassin versant [m]

I_{net} : intensité de la pluie nette [m s^{-1}]

D'autres modèles introduisent la superficie du bassin versant comme paramètre d'érosion (Robinson, 1979, Olivry et Hoorelbeck, 1990; Botzan et Botzan, 1994; Yener et Yener, 1994) dans le but de considérer l'augmentation du débit de ruissellement.

Mosimann (1981) confirme par ces observations sur terrain, que la quantité de perte en terre augmente avec la longueur de la zone d'érosion dans la direction de la pente (cf. Figure 2.10). Par contre, il ne constate pas d'influence de la largeur des zones ou de leur superficie.

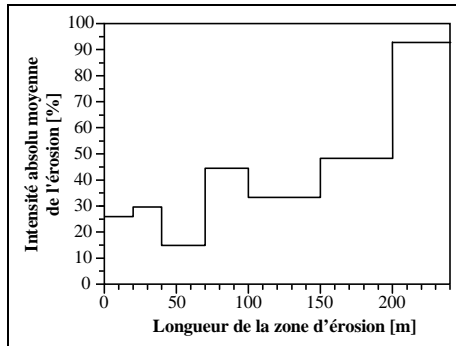


Figure 2.10 : Intensité absolue moyenne de l'érosion en fonction de la longueur de la zone d'érosion en direction de la pente (Mosimann, 1981).

D'après Rose et al. (1990) l'influence de la longueur du versant et de sa pente existe pour des sols sensibles à l'érosion, mais disparaît pour un sol moins érodible.

Le paramètre longueur du versant influence cependant l'érosion à l'échelle de la parcelle d'une superficie de quelques hectares. Sur des surfaces plus grandes ou pour les bassins versants sa signification s'estompe en raison de l'alternance de zones d'érosion et de zones de dépôt ainsi que de la grande variation spatiale des autres paramètres (Foster, 1982; Sinniger et al., 1996). Par conséquent, dans les modèles physiques (Blau et al., 1988; Nearing et al., 1989) la notion de distance n'intervient que dans le contexte de la variation du débit et de la capacité de transport qui dépend de la pente locale et de l'apport en sédiments de l'amont (Foster, 1982).

2.1.3.5 La végétation

La végétation influence l'érosion hydrique de deux manières : d'une part, elle contribue à l'augmentation de la résistance du sol et d'autre part elle diminue l'érosivité de la pluie et du ruissellement. En contrepartie, la végétation est également influencée par l'érosion hydrique,

car cette dernière soustrait au sol les particules fines porteuses des éléments nutritifs (Onstad et al., 1979; Mosimann, 1981).

Résistance mécanique du sol

Les racines des plantes augmentent la résistance mécanique du sol. Les racines des arbres peuvent même stabiliser un terrain susceptible au glissement (Jahn, 1990). Des assez gros conglomérats de particules élémentaires du sol, désignés comme macro-agrégats, sont assemblés par les plus petites racines (Auerswald, 1984) (cf. Figure 2.11). L'activité biologique en relation avec la croissance des plantes contribue également à la formation d'agrégats (Graf F., 1997b; Siegrist, 1997).

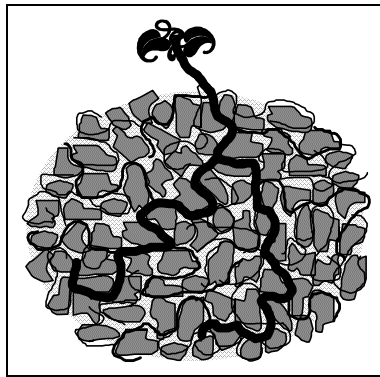


Figure 2.11 : Macro-agrégat formé par les racines d'une plante (schématique).

Couverture du sol

Les feuilles des plantes interceptent les gouttes de pluie et réduisent leur énergie d'impact sur le sol (Foster, 1982; Auerswald, 1984; Bunza et Schauer, 1989). S'il s'agit de plantes très hautes, tels que les arbres, l'énergie cinétique peut être augmentée. L'eau s'accumule sur les feuilles et tombe en gouttes plus grosses possédant une masse plus importante et par conséquent plus d'énergie cinétique (Bunza et Schauer, 1989). Néanmoins, la forêt représente une des meilleures protections contre l'érosion (Müller-Hohenstein, 1992).

Les études d'érosion des terrains agricoles montrent l'importance du degré de couverture du sol (Foster, 1982; Auerswald, 1984; Mills et al., 1992). La couverture par les feuilles dépend dans une large mesure du type plante (cf. Tableau 2.3). Ainsi, les pommes de terre ont un plus grand degré de couverture que le maïs. Dans un champ de maïs, la pluie est même redistribuée à cause de la taille importante des feuilles et l'intensité de la pluie a tendance à augmenter entre les rangées où le sol n'est pas protégé par un couvert végétal (Auerswald, 1984). Pour réduire l'érosion sur des parcelles à faible couverture de surface, il est souvent conseillé de semer de l'herbe ou d'autres plantes basses (Auerswald, 1984; Ballif, 1995). La répartition de la pluie sur l'année n'étant pas constante, l'érosivité peut être différente selon la saison. Le développement des plantes en relation avec les saisons pluvieuses est donc également un paramètre important de l'érosion des terrains agricoles (cf. Tableau 2.3) (Auerswald, 1984; Mills et al., 1992). La

vitesses de croissance et la période de récolte peuvent influencer la perte en terre dans une large mesure (Onstad et al., 1979; Auerswald, 1984).

Dans son étude sur l'apport en sédiments des rivières américaines, Robinson (1979) indique la provenance des sédiments en fonction de l'utilisation du terrain. Aux Etats Unis, 40 % des sédiments proviennent des terrains agricoles et seulement 12 % respectivement 7 % des pâturages et des forêts. La référence ne mentionne pas, si ces chiffres ont été calculé en tenant compte des rapports des surfaces que représentent ces différentes utilisations.

Date de l'essai	Betteraves sucrières			Orge estival			Erosivité relative du mois [%]
	Couverture		Perte en	Couverture		Perte en	
	plante [%]	totale [%]	terre [%]	plante [%]	totale [%]	terre [%]	
5 mai	0.0	3.0	17.0	1.4	2.1	18.1	11.3
18 mai	0.7	2.3	71.0	8.0	10.4	54.9	11.3
3 juin	2.4	4.7	82.0	14.6	16.2	54.1	26.3
29 juin	22.9	35.5	14.0	-	≈ 60	0.13	26.3
18 juillet	53.1	59.1	9.0	-	≈ 75	0.05	25.5

Tableau 2.3 : Evolution de la couverture du sol et de la perte en terre rapportée à celle de parcelle en jachère nue pour deux cultures différentes (Auerswald, 1984).

Hurni (1982) indique que sur une surface avec couverte d'une végétation naturelle dense l'érosion hydrique spécifique est réduite d'un facteur 10'000 par rapport celle d'un champ en jachère nue. Eder (1982) a trouvé un rapport de 2'000 entre la perte en terre sur un champ en jachère nue et une parcelle couverte d'une couche d'herbe permanente.

Cernusca (1984) a constaté dans son étude sur l'érosion dans les alpes autrichiennes, que l'érosion n'est réduite qu'à partir d'un degré de couverture végétale de 70 %. Généralement la perte en terre diminue avec le pourcentage de couverture.

Olivry et Hoorelbeck (1990) ont étudié l'érosion dans des bad-lands dans les Alpes du sud. Ils constatent que la perte en terre totale d'un bassin versant augment avec la surface sans couvert végétale et de la surface avec une végétation clairsemées. Une analyse de l'érosion par événement pluvieux s'est avérée difficile en raison de la présence de glissements et de *bad-lands*. Ils proposent alors une équation pour le calcul de la perte en terre annuelles :

$$P_s = 0.12 \cdot H \cdot (F_{SV} + 1/3 \cdot F_{VC}) \dots\dots\dots (2.39)$$

avec : P_s : masse des sédiments érodés [t]

H : hauteur annuelle des précipitations [mm]

F_{SV} : surface non recouverte de végétation (ici : *bad-lands*)

F_{VC} : surface couverte de végétation clairsemée.

Müller-Hohenstein (1992) conclue que la meilleure protection d'un terrain contre l'érosion est sa végétation naturelle. Une forêt, même dégradée, protège le sol 20 à 40 fois mieux que les plantes cultivées sur une surface agricole. Les surfaces cultivées sont cependant encore mieux protégées que les terrains nus.

Pour les bassins versant Roumains Botzan et Botzan (1994) ont établie une relation entre le volume de l'apport en sédiments et le pourcentage de la surface du bassin versant couvert par de la végétation. Le volume annuel des sédiments d'un bassin versant se calcule avec la formule suivante :

$$V_s = a \cdot (100 - AV)^b \dots\dots\dots (2.40)$$

avec : V_s : volume de sédiments annuel [m^3]

b, a : coefficients dépendant de la surface du bassin versant du type de végétation, de la géologie ainsi que de la géomorphologie et du pourcentage de la surface couverte de végétation [-]

AV : pourcentage de la surface couverte de végétation [%]

Pour un bassin versant de 50 km^2 avec 60 % de la surface couverte de pâturages et de buissons, ils ont trouvé des valeurs de 10 à 40 pour a et de 1.2 à 0.9 pour b.

Des mesures comparatives sur des mini-surfaces avec différentes couvertures végétales dans les Alpes Suisses (Weingartner et Hegg, 1994) ont montré que sur une surface sans végétation la perte en terre est 20 fois plus grande que sur une surface couverte d'herbe et 200 fois plus grand que sur une surface couverte de mousse.

Perméabilité et rugosité du sol

La perméabilité du sol est augmentée par un réseau de racines dense ce qui favorise l'infiltration et diminue le ruissellement de surface (Mosimann, 1981; Bunza et Schauer, 1989). D'autre part, la végétation augmente la rugosité de la surface. Les vitesses d'écoulement ainsi que la capacité de transport du ruissellement deviennent plus petits. Ceci conduit à une érosivité réduite ou même à la déposition des sédiments (Foster, 1982; Sinniger et al., 1996).

Les essais in situ avec simulateur de pluie dans les Alpes autrichiennes sur des prairies alpines (Bunza 1982), dans la forêt et sur des terrassements exécutés lors de la réalisation de pistes de ski (Schauer, 1988) montrent que la perte en terre d'un terrain remanié et sans couvert végétal continu est 200 fois plus grande que celle d'un terrain couvert par de la prairie alpine naturelle. Ceci peut en partie être expliqué par le taux de ruissellement très différent. En forêt, il n'y a pratiquement pas de ruissellement. Sur les pâturages, 30 à 60 % de la pluie ruissellent. Sur les terrassements réalisés pour les pistes de ski, seulement 10 % de la pluie est infiltré.

Bunza et Schauer (1989) ont mesuré le ruissellement et la perte en terre sur plusieurs parcelles dans les alpes bavaroises. Ils voulaient trouver l'influence de la végétation, de la géologie et de l'utilisation du terrain sur les débits et les volumes ruisselés.

Ils ont constaté un volume de ruissellement important dans les cas suivants :

- parcelles sans couverture végétale du sol;
- terrains défrichés;
- surfaces utilisées comme pâturages :
- surfaces avec de la végétation qui indique une humidité du sol élevée.

Pour les paramètres suivants, le ruissellement était quasi inexistant ou très faible :

- graviers ou sables indépendamment de l'utilisation du terrain;

- sols limoneux avec une bonne couverture végétale (vieille forêt avec sous-bois) et donc une grande porosité grâce aux racines;
- sols limoneux défrichés récemment, où une végétation abondante et des troncs d'arbres subsistent.

Dans les hautes Alpes, Pech (1995) constate une réactivation des glissements de terrain après le reboisement de surfaces instables à la base. Grâce aux arbres la perméabilité et l'infiltration augmentent et le terrain peut devenir sursaturé pendant une pluie ce que provoque un glissement.

2.1.3.6 Le gel

Le climat, qui détermine l'hydrologie et par conséquent l'érosion, est influencé par l'altitude. En montagne, la température détermine la forme des précipitations, neige ou pluie, la profondeur de gel, la limite du permafrost ainsi que l'avance et le retrait des glaciers. Ces phénomènes influencent apparemment l'érosion, car les régions montagneuses produisent plus de sédiments que les régions de plaines (Clark, 1987a). Ce n'est cependant pas le froid qui contribue à la dénudation de la montagne, mais plutôt les cycles de température, les cycles de gel-dégel. Pendant l'ère glaciaire, l'érosion en montagne était moins importante qu'actuellement (Small, 1987b). Durant les cycles gel-dégel, l'épaisseur d'une couche de neige et la vitesse à laquelle la neige fond, les conditions locales d'ensoleillement sont aussi importantes ou même davantage que le climat global (Clark, 1987a).

Glaciers

Les observations d'apports de sédiments dans des retenues et des prises d'eau en Suisse (Bezinge et al., 1985; Fux, 1981; Rügseeegger, 1981; Martini, 1981; Schleiss et al., 1996; Müller, 1996; Martini, 1996; Wagner et al., 1996; Rechsteiner, 1996; Kanne et Baumann, 1996; Trommer, 1996; Ardüser et Staubli, 1996) et en Autriche (Sametz et al., 1992) montrent un apport de sédiments plus important pour des régions à forte couverture glaciaire. Ceci semble être en contradiction avec la remarque de Small (1987b) cité ci-dessus. Mais ce sont surtout les matériaux meubles des moraines sans couverture glaciaire qui sont très sensibles à l'érosion (Fenn, 1987). Bezinge et al. (1988) soulignent d'ailleurs que se sont surtout les glaciers en recul qui amènent beaucoup de sédiments.

Le glacier lui-même contribue cependant peu à l'érosion. Entre 60 et 80 % des matériaux des moraines, qui sont des dépôts de sédimentaires constitués par le glacier, ont été transportés sur ou dans le glacier (Small, 1987a). Or, ces matériaux proviennent de chutes de blocs ou d'autres mouvements en masse des rochers à l'amont du glacier et n'ont pas été érodés par le glacier lui-même (cf. Figure 2.12) (Fenn, 1987). Les particules fines des moraines sont apportées par l'eau et proviennent probablement de l'érosion sous glaciaire par cisaillement ou abrasion de la roche (Fenn, 1987; Small, 1987a). Dans son étude du glacier Tsidjiore Nouve en Valais, Small (1987a) estime que le volume de sédiments transportés sur le glacier représente un taux d'érosion de 1.7 à 2.2 mm an⁻¹, tandis que le taux d'érosion sous glaciaire est de 1.4 à 1.7 mm an⁻¹.

Les moraines se forment lorsque le glacier est en progression (Fenn, 1987; Small, 1987a). L'érosion des matériaux ne commence toutefois que lorsqu'ils sont libérés de la glace, soit lorsque le glacier se retire. En même temps, l'érosivité du glacier décroît, car son épaisseur et son poids diminuent (Small, 1987b).

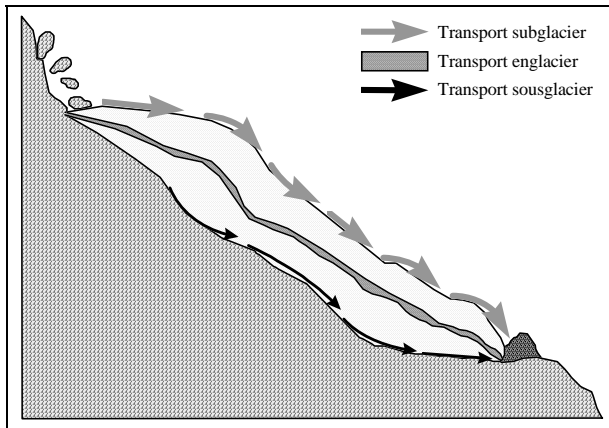


Figure 2.12 : Transport des sédiments par le glacier.

Sol gelé

Le permafrost ou le gel influencent l'érosion de deux manières : d'une part, un sol gelé ne peut être érodé, d'autre part il est imperméable et toute l'eau de pluie ou de fonte ruisselle (Young et al., 1990). Si le permafrost n'atteint pas la surface du terrain, la couche superficielle, dégelée en été, peut être délavée plus facilement (Clark, 1987b). En outre, la plupart des sols gonflent lors du dégel et perdent ainsi de leur densité ce qui les rend plus érodibles (Young et al., 1990). Sur des terrains en pente, les cycles gel-dégel conduisent, avec le gonflement, à un mouvement de reptation vers l'aval (cf. Figure 2.13) (Descroix, 1994).

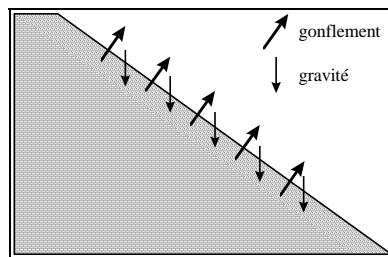


Figure 2.13 : Mouvement de reptation du matériaux meuble suite à l'interaction du gonflement et de l'action de la gravité (Descroix, 1994).

Variation de température

Les cycles gel-dégel sont aussi la cause d'éboulements de massifs rocheux fissurés (Descoedres, 1989; Small, 1987b) ainsi qu'un des agents principaux de la dégradation de la roche (Descroix, 1994). La dilatation de l'eau dans les fissures de la roche fait éclater cette dernière qui se contracte avec les températures basses. Descroix (1994) a expérimenté la dégradation des types de roches présents dans la partie occidentale des Alpes du sud : marnes bleues, marnes noires, marno-calcaires et un calcaire tithonique. Les blocs étaient soumis à 103 cycles journaliers de gel-dégel (de + 15 ° à - 15 °) avec une humectation toutes les semaines. Ceci correspond aux cycles gel-dégel pendant une année dans la région étudiée. Entre 31 et 100 % du poids des blocs marneux était éclaté en morceaux plus petits, dont la plupart avaient un diamètre supérieur à 5 cm. Cependant, seulement 0.1 % du poids des blocs calcaires s'est dégradé.

Descroix (1994) mentionne des auteurs attribuant à la variation de température diurne ou annuelle une influence sur la dégradation de la roche même en absence du gel. Lui-même conteste que des contraintes thermiques dues à des variations de température relativement modestes peuvent contribuer à ce mécanisme.

Neige

L'eau de fonte de neige peut avoir une érosivité importante (Mosimann, 1981). Les précipitations hivernales sont stockées dans une couche plus ou moins épaisse suivant les conditions locales d'ensoleillement (Clark, 1987a). Lors de la fonte de neige qui dépend de la température et de l'ensoleillement, les débits de ruissellement peuvent être importants et influencer sensiblement le régime hydraulique d'un bassin versant (cf. Figure 2.14) (Amstutz, 1997). L'eau de fonte ruisselle en outre sur un terrain très sensible : la végétation ne s'est pas encore établie, le sol est moins dense, saturé et encore partiellement gelé (Young et al., 1990).

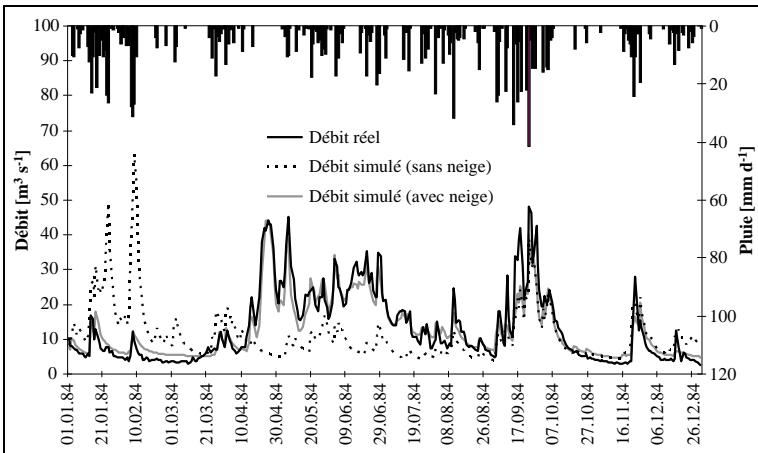


Figure 2.14 : Modélisation hydrologique de la Sarine à Rossinière pour l'année 1984 (Amstutz, 1997).

L'épaisseur de la couche de neige et la durée de la couverture influencent également la végétation (Graf F., 1997a). Quelques espèces de plantes et de mycorhizes qui forment des symbioses aiment des endroits où la neige reste longtemps au printemps, d'autres préfèrent les sites où elle fond au premier rayon de soleil. Comme indiqué ci-dessus, le couvert végétal peut fortement réduire l'érosion hydrique suivant les espèces dont il est composé.

2.1.3.7 L'homme

La population mondiale est en constante augmentation. Pour subvenir à ses besoins, l'homme prend occupe une part toujours croissante de surface du globe. En outre, les terrains exploités se trouvent dans des systèmes écologiques de plus en plus sensibles (Mosimann, 1981; Hurni, 1982; Schauer, 1988; Rishiramuhirwa, 1995; Beyer Portner et Graf F., 1997). L'activité anthropogène peut modifier presque tous les paramètres qui influent sur l'érosion hydrique : la végétation, le sol, la topographie ou même le régime hydrologique dans les régions où l'irrigation est pratiquée.

L'occupation de la terre par l'homme commence par le défrichement de la forêt pour l'exploitation agricole du terrain ainsi gagné (Hurni, 1982). Le labour nécessaire à cette exploitation modifie la rugosité de surface ainsi que la porosité et la densité du sol (Moldenhauer, 1979; Auerswald, 1984; Viani, 1986). Les techniques de travail du sol favorisent l'érosion lorsqu'elles émettent trop finement le sol ou lorsqu'elles sont effectuées dans le sens de la pente. Elles sont par contre conservatrices lorsqu'elles laissent le sol dans un état motteux (cf. Tableau 2.4) (Viani, 1986).

Essai N°	Hauteur d'arrosage [mm]	Perte en terre [t ha ⁻¹]					
		Labour à la charrue		Labour à la herse à disques		Sans labour	
		Maïs	Soja	Maïs	Soja	Maïs	Soja
1	63.5	4.2	10.9	0.06	2.8	0.4	1.3
2	95.3	8.6	18.0	0.40	5.2	0.8	2.6
3	127.0	12.7	25.6	1.40	7.4	1.1	3.8

Tableau 2.4 : Perte en terre de parcelles labourées de façon différente en automne suite à des cultures différentes (Moldenhauer, 1979).

Les plantes cultivées sur les terrains agricoles, la succession de ces cultures (cf. Tableau 2.4), le degré de fertilisation minérale ou organique et les techniques culturales sont également des paramètres de l'érosion hydrique dans ces zones. Le taux de couverture du sol par les feuilles est différent selon les plantes cultivées (cf. Tableau 2.3). La structure du sol et la stabilité des agrégats varient également en fonction du type de culture, de la rotation des cultures et de l'engrais utilisé (Auerswald, 1984; Viani, 1986). Dans certains cas, la fertilisation peut détruire une activité biologique qui aurait tendance à augmenter la résistance du sol (Sinniger et al., 1996).

Les techniques culturales peuvent également contribuer à une conservation du sol. Une plantation en rangées parallèles aux lignes de niveau, le maintien d'une partie de la végétation ou la couverture du champ par des débris végétaux après la récolte, le maintien de bandes

herbeuses ou de buissons entre les champs, ainsi que l'ensemencement d'herbe peuvent réduire la perte en terre sur les terrains agricoles (cf. Tableau 2.5) (Moldenhauer, 1979; Auerswald, 1984; Brown et al., 1989; Ballif, 1995). Par contre, des rangées parallèles à la pente ou le maintien du terrain nu après la récolte d'automne - saison pluvieuse dans nos latitudes - favorisent l'érosion hydrique. L'utilisation de machines augmente également souvent les effets négatifs de l'exploitation agricole sur l'érosion de surface (Auerswald, 1984; Chischi, 1995; Dourousset, 1995).

Mesure de conservation du sol	Réduction de la perte en terre [%]
Plantation parallèle au courbes de niveau	50 à 90 suivant la pente
Plantation parallèle plus bandes herbeuses	25 à 45 suivant la pente
Incorporation de débris végétaux	75 à 100 suivant la masse incorporée
Ensemencement d'herbe dans un champs de maïs	≈ 20
Composte, 5 kg m⁻²	50 à 75 suivant la pente
Composte, 15 kg m⁻²	30 à 60 suivant la pente

Tableau 2.5 : Réduction de la perte en terre par différents mesure de conservation du sol (Foster, 1982; Auerswald, 1984; Viani, 1986)

L'utilisation du terrain comme pâturage conduit à un compactage du sol avec comme conséquence un taux de ruissellement et d'érosion accrus (Bunza et Schauer, 1989). Le même effet peut être provoqué par l'exploitation touristique - ski en hiver et randonnée en été - qui a augmenté fortement en montagne ces dernières décennies (Schauer, 1988; Jahn, 1990; Graf F., 1997a). Le bétail peut aussi empêcher la végétation de se développer suffisamment pour protéger le sol de l'érosion. Ceci est particulièrement vrai pour les forêts où la pâture ne permet pas le développement de jeunes arbres ou de buissons (Bunza et Schauer, 1989; Jahn, 1990; Müller-Hohenstein, 1992).

La topographie est également modifiée par l'activité anthropogène. L'établissement de terrasses pour permettre l'exploitation agricole des terrains à forte pente a un effet de conservation de sol. Sans cette réduction de la pente, cette exploitation conduirait à une perte de terre catastrophique (Moldenhauer, 1979; Richter, 1983; Viani, 1986; Dällenbach et Kuhn, 1991). La limitation de la longueur du champ ou d'un terrassement dans la direction de la pente peut également contribuer à une limitation du dégât par l'érosion hydrique sur ces zones perturbées (cf. Figure 2.10) (Moldenhauer, 1979; Mosimann, 1981, Auerswald, 1984; Dällenbach et Kuhn, 1991).

Les terrassements en montagne pour l'établissement de routes ou de pistes de ski conduit à une augmentation de l'érosion hydrique (cf. Figure 2.15) (Mosimann, 1981; Cernusca, 1984; Schauer, 1988; Jahn, 1990). Ces interventions entraînent une destruction du couvert végétal et une déstabilisation de la structure du sol. La perméabilité et la capacité de rétention d'eau du sol diminuent et par conséquent, le ruissellement augmente. En outre, un rétablissement de la végétation après la construction est souvent empêché par l'enlèvement de la mince couche d'humus pendant les travaux ou par un rapide délavage des nutritifs par la pluie après les travaux (Mosimann, 1981; Cernusca, 1984; Schauer, 1988). L'érosion accrue des zones de terrassements peut même se transmettre aux surfaces intactes à l'aval en raison de l'augmentation du débit ruisselé (Mosimann, 1981).

Les talus des constructions routières ont souvent des fortes pentes (Dudeck et al. 1967; Swanson et al., 1967) et sont par conséquent particulièrement sensibles à l'érosion. Jahn (1990) a en outre constaté que des glissements, ainsi que le début de rigoles ou de ravines se situent souvent au droit de chemins ou de routes. Le taux de ruissellement sur la surface compacte ou imperméabilisée des surfaces de roulement est élevé ce qui provoque une saturation et un glissement ou une érosion linéaire marquée du terrain à l'aval.

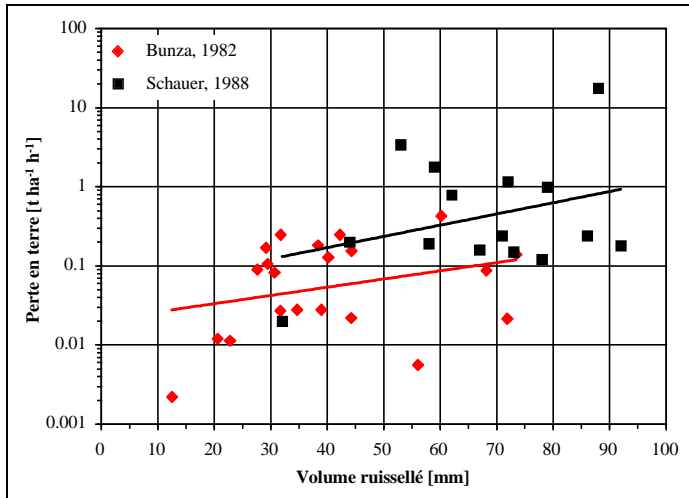


Figure 2.15 : Comparaison de la perte en terre de terrains alpins couverts de prairie naturels (Bunza, 1982) ou utilisés comme pistes de ski (Schauer, 1988).

2.2 Prévention de l'érosion

L'érosion hydrique ne signifie pas uniquement une perte de terrain fertile. Les sédiments érodés et ensuite évacués par les cours d'eau peuvent devenir une menace pour la sécurité de l'homme durant les crues. Les résidus d'engrais adsorbés aux particules de sol conduisent à la pollution des cours d'eau et ainsi à une perte des ressources en eau pour la consommation ou l'irrigation. Si les sédiments érodés sont déposés dans des retenus, cet alluvionnement constitue une perte d'eau pour la production d'électricité ou l'irrigation (Beyer Portner et Graf F., 1997). Au début de ce siècle déjà, les agriculteurs et les constructeurs ont donc commencé à appliquer des mesures pour conserver le sol en réduisant l'érosion hydrique.

2.2.1 Méthodes

Trois paramètres de l'érosion hydrique peuvent être influencés pour réduire la perte en terre : le sol, la végétation, la topographie.

En agriculture, le taux de couverture du sol par la végétation et sa capacité d'infiltration ainsi que de rétention d'eau peuvent être augmentés en semant de l'herbe entre les plantes cultivées (cf. Tableau 2.5) (Auerswald, 1984; Ballif, 1995).

La stabilité du sol agricole peut être augmentée par l'ajout de matière organique, sous forme de débris végétaux, de compost ou d'engrais minéraux qui favorisent l'agrégation (cf. Tableau 2.5) (Viani, 1986; Brown et al., 1989). En Afrique, des tests avec des produits chimiques, notamment des polymères, ont été fait (cf. Tableau 2.6) (Bryan, 1992; Fox et Bryan, 1992). L'effet de stabilisation d'agrégats dû à ces produits naturels ou artificiels est cependant temporaire et l'application doit être répétée régulièrement.

Sol N°	Essai N°	Perte en terre [g]			
		Non labouré		Labouré	
		Non traité	Traité	Non traité	Traité
1	A	347	226	125	67
1	B	80	37	119	165
1	C	62	55	633	531
1	D	1596	748	311	124
1	E	271	80	298	36
1	F	461	195	1184	1070
2	A	125	67	2	0
2	B	119	165	2	0
2	C	633	531	476	11
2	D	1569	1543	3400	1913
2	E	2159	907	890	477
2	F	1038	595	378	63

Tableau 2.6 : Perte en terre de deux sols différents avec et sans application d'un polyacrylamide (SEPARAN AP30) (Fox et Bryan, 1992).

Les pratiques agricoles de nos ancêtres semblent prévues pour réduire les dégâts causés par l'agriculture du point de vue de la perte en terre. La plantation en rangées parallèles aux lignes de niveau augmente la rugosité du terrain et diminue par conséquent l'érosion due au ruissellement (Moldenhauer, 1979; Viani, 1986). Le maintien de bandes herbeuses ou de buissons entre les champs conduite à une déposition des matériaux érodés qui ne sont pas perdus pour le champ (cf. Tableau 2.5) (Foster, 1982; Dällenbach et Kuhn, 1991). Les champs de taille plus réduite que dans l'agriculture moderne avaient pour effet de diminuer la longueur des zones sensibles à l'érosion (Dällenbach et Kuhn, 1991). La construction de terrasses pour l'exploitation agricole des terrains raides réduit la pente et ainsi l'érosivité du ruissellement. Cette méthode permet même de réduire le débit ruisselé, si l'eau est collectée en aval des terrasses et évacuée par des canaux (Moldenhauer, 1979; Richter, 1983; Viani, 1986; Dällenbach et Kuhn, 1991; Rose, 1994).

Les terrassements dus à la construction de routes, de bâtiments ou de pistes de ski ainsi que des zones de glissement sont souvent stabilisé en rétablissant un couvert végétal suffisamment dense (Dudeck et al., 1967; Swanson et al., 1967; Mosimann, 1981; Cernusca, 1984; Schauer, 1988). Pour que la révégétalisation soit un succès, il faut cependant protéger la surface de

l'érosion jusqu'à l'établissement du couvert végétal pour éviter un délavage des nutritifs et de semences et assurer une croissance rapide de la végétation. Pour protéger le lit de semences de l'érosion hydrique, la surface à révégétaliser est souvent couverte d'un textile biodégradable, de paille ou d'une très fine couche de bitume (Dudeck et al. 1967; Swanson et al., 1967). De l'engrais est ensuite appliqué sur ces surfaces, pour assurer une croissance rapide et un bon développement de la végétation (Dudeck et al., 1967; Swanson et al., 1967; Mosimann, 1981; Cernusca, 1984).

2.2.2 Discussion

En montagne, les seuls moyens permettant de réduire l'érosion sont la revégétalisation ou le reboisement des surfaces à risque d'érosion élevé ainsi que des sites de construction (Mosimann, 1981; Cernusca, 1984; Schauer, 1988; Jahn, 1990).

En altitude, la revégétalisation rencontre des problèmes multiples. La période de végétation est très courte et le développement du couvert végétal très lent. Les mélanges de semences commercialisés sont souvent constitués d'espèces de plaine qui ne sont pas du tout adaptées aux conditions climatiques et biologiques d'altitude. Pour que ces plantes poussent en montagne, une application abondante d'engrais est souvent nécessaire ce qui conduit à la pollution des eaux. En outre, la végétation étrangère empêche le rétablissement des plantes autochtones (Mosimann, 1981; Cernusca, 1984). Ces dernières ne peuvent cependant pas être utilisées pour revégétaliser de grandes surfaces car il s'agit souvent de plantes pionnières qui ne se reproduisent pas à l'aide de semences (Mosimann, 1981). En-dessous de la limite forestière naturelle, le rétablissement du couvert végétal est plus facile qu'au-dessus (Mosimann, 1981; Cernusca, 1984).

F. Graf (1997a et 1997b) propose d'accorder plus d'importance aux relations symbiotiques, en particulier les mycorhizes des plantes utilisées. Dans ces symbioses, les champignons sont garants de l'alimentation des plantes et ils contribuent de plus à la stabilisation structurale du sol (cf. Tableau 2.7). La possibilité de rajouter artificiellement les champignons adéquats lors de l'assainissement de surfaces d'érosion alpines est actuellement à l'étude.

Essai N°	Végétation	Perte en terre [kg]
G.K3	contrôle	2.0
G.P3	mycorhizes	1.5
G.X3	chênnette	1.1
G.D3	chênnette et mycorhizes	1.0

Tableau 2.7 : Comparaison de la perte en terre d'un sol sans végétation, avec mycorhizes ou/et avec des plantes (Graf F, 1997b).

Tant que le couvert végétal n'est pas entièrement rétabli, son développement est entravé par l'érosion hydrique ou par d'autres types d'érosion. Les nutritifs nécessaires au développement des plantes sont délavés par la pluie (Mosimann, 1981). Les jeunes arbres d'un reboisement peuvent aussi être détruits par une avalanche (Jahn, 1990).

2.3 Les modèles d'érosion

Différents modèles d'érosion ont été développés dans le monde entier, généralement pour les terrains agricoles en vue de la conservation de sol. Ces modèles peuvent être classés en trois catégories (Nearing et al., 1994) :

- Les modèles empiriques basés sur des observations, en général de nature statistique. Ils ne peuvent toutefois être appliqués que dans les conditions pour lesquelles les paramètres ont été calés.
- Les modèles physiques essaient de représenter les processus essentiels de l'érosion sous forme numérique. Le grand atout de ce genre de modèles est qu'ils représentent une synthèse de tous les processus physiques en relation avec l'érosion, y inclus les interactions complexes entre différents facteurs et leur variation spatiale et temporelle.
- Les modèles conceptuels sont en quelque sorte un mélange entre les modèles empiriques et les modèles physiques. Ils représentent les processus d'érosion de manière simplifiée. Ils sont souvent basés sur des équations de continuité des écoulements et du transport sédimentaire en fonction de la topographie.

2.3.1 Modèles empiriques

Les modèles empiriques ont été établis soit sur la base d'essais avec simulateur de pluie in situ ou en laboratoire, soit sur la base de mesures de l'apport sédimentaire des cours d'eau ou des levés bathymétriques dans les lacs naturels ou artificiels.

2.3.1.1 L'équation universelle de perte en terre

Le modèle empirique le plus connu pour estimer l'érosion hydrique est l'équation universelle de perte en terre, USLE (Universal Soil Loss Equation). Ce modèle a été développé aux États Unis par Wischmeier (Auerswald, 1984) pour des terrains agricoles.

L'USLE permet l'estimation de la perte en terre pour une parcelle donnée dans des conditions bien définies. Le modèle est basé sur l'analyse statistique de 10'000 "parcelles expérimentales années". Ces parcelles expérimentales sont standardisées, elle ont 22.1 m de longueur et de 9 % de pente.

L'équation pour la perte en terre s'écrit (Auerswald, 1984) :

$$A = R_1 \cdot K_1 \cdot L \cdot S \cdot C \cdot P \dots\dots\dots (2.41)$$

- avec :
- A : perte en terre [$t \text{ ha}^{-1} \text{ an}^{-1}$]
 - R_1 : facteur d'agressivité climatique [$\text{kJ mm}^{-2} \text{ h}^{-1}$]
 - K_1 : facteur sol [$t \text{ m}^2 \text{ h an}^{-1} \text{ ha}^{-1} \text{ kJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$]
 - L : facteur longueur de pente [-]
 - S : facteur pente [-]
 - C : facteur agronomique [-]
 - P : facteur des aménagement anti-érosif [-].

Agressivité climatique (R_1)

R_1 caractérise l'érosivité de la pluie. Pour les pluies naturelles Auerswald (1984) propose de calculer le facteur d'agressivité climatique selon :

$$R_1 = \sum (E \cdot I_{\max,30}) \dots\dots\dots (2.42)$$

avec : E : énergie cinétique de la pluie isolée [kJ m^{-2}]

$I_{\max,30}$: intensité maximale sur 30 min [mm h^{-1}].

Cette formule part de l'hypothèse que le facteur d'érosivité est additif. C'est-à-dire que deux pluies d'érosivité telles que

$$R_1 + R_2 = R_3$$

provoquent la même perte en terre qu'une pluie dont le facteur d'érosivité est égal à R_3 .

Pour la plupart des simulateurs de pluie, l'énergie cinétique est constante. Auerswald (1984) propose :

$$R_1 = \frac{E_{\text{spéc}} \cdot t}{60} \cdot I^2 \dots\dots\dots (2.43)$$

avec : $E_{\text{spéc}}$: énergie de 1 mm de pluie (cf. équation (2.1)) [$\text{kJ m}^{-2} \text{mm}^{-1}$]

t : durée de la pluie [min.]

I : intensité de la pluie [mm h^{-1}].

Avec cette dernière formule, l'équation de l'USLE (équation (2.41)) correspond à l'équation de Meyer (Auerswald, 1984) pour la perte en terre qui s'écrit :

$$A = a \cdot I^b \dots\dots\dots (2.44)$$

avec a : constante [$\text{t h}^{(b-1)} \text{ha}^{-1} \text{mm}^{-b}$]

b : exposant qui dépend du type de sol.

Facteur sol (K_1)

K_1 caractérise l'érodibilité du sol, c'est à dire sa sensibilité à l'érosion. K_1 est égal à la perte en terre par unité d'indice d'érosivité :

$$K_1 = A/R_1 \dots\dots\dots (2.45)$$

sur la parcelle standard. Pour la détermination du facteur sol, les parcelles doivent être maintenues en permanence en jachère nue, travaillées dans le sens de la pente et ne pas avoir reçu de matière organique depuis au moins trois ans.

Le facteur d'érodibilité du sol peut être déterminé à l'aide d'abaques établis par Wischmeier et Smith pour un certain nombre de sols aux Etats Unis (Viani, 1986; Dällenbach et Kuhn, 1990/91 et 1991). Selon ces abaques (cf. Figure 2.16), K_1 dépend de la teneur en limon et sable fin (pourcentage de poids des particules de diamètre entre 0.002 et 0.1 mm), de la teneur en sable (pourcentage de poids des particules de diamètre entre 0.1 et 2 mm), de la teneur en matière organique, de la taille des agrégats de sol, de la perméabilité et de la couverture par des pierres.

Le facteur K_I peut également être calculé par les équations (2.2) et (2.3) proposé dans Auerswald (1984). Cette formule n'est cependant pas applicable à des sols de type très différent de ceux des essais américains. Il est conseillé d'effectuer des essais pour déterminer K_I .

Viani (1986) a constaté une variabilité de K_I en fonction du degré d'agressivité de la pluie. Cette variation dépend donc des caractéristiques qui changent avec le temps (historique des pluies), telles que l'humidité du sol déterminée à partir de l'IPA et la structure de la surface (croûtage, porosité, rugosité). Elle peut aussi dépendre de paramètres extérieurs, telle que la température. Mais Viani (1986) ne propose pas de relation permettant de déterminer K_I en fonction de ces paramètres. Par contre, il a été vérifié par plusieurs études que la teneur en matière organique peut réduire l'érosion par rejaillissement (Onstad et al., 1979; Viani, 1986).

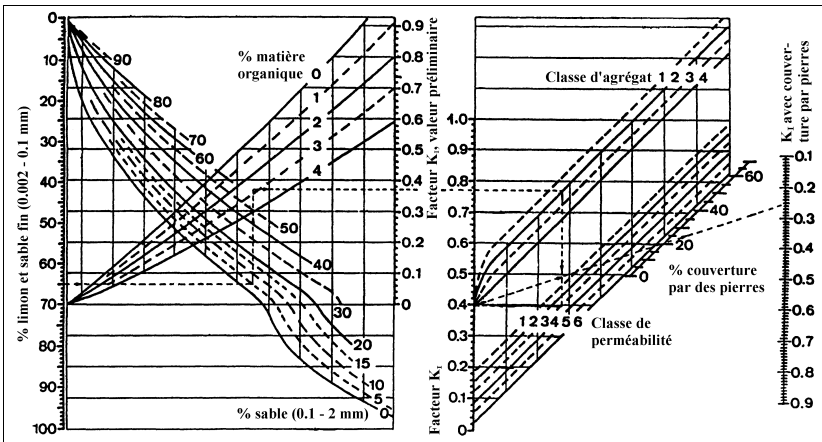


Figure 2.16 : Abaquages pour la détermination du facteur d'érodibilité du sol selon Viani (1986) et Dällenbach et Kuhn (1990/91 et 1991).

Facteur longueur de pente (L)

Pour tenir compte de la longueur de pente uniforme d'une parcelle, il faut ajuster la perte en terre par rapport à la longueur de la parcelle standard :

$$L = (l/l_u)^\lambda \dots\dots\dots(2.46)$$

- avec : 1 : longueur effective de la pente [m]
- l_u : longueur de la parcelle standard [m]
- λ : exposant de la longueur de pente [-]
- $\lambda = 0.5$, si $s < 10 \%$
- $\lambda = 0.6$, si $s > 10 \%$

s : pente du terrain [%].

Ce facteur permet d'extrapoler la perte en terre pour des parcelles jusqu'à une longueur de 300 m (Viani, 1986; Dällenbach et Kuhn, 1990/91 et 1991).

Pour pouvoir calculer la perte en terre d'un bassin versant entier, Foster et al. (1977) ont adapté le facteur de longueur de pente. Une intégration sur plusieurs segments de pente et de sol homogène permet une estimation de l'érosion sur des versants à pente variable :

$$A_0 = \frac{R_i \cdot C \cdot P}{l_0 \cdot l_u^\lambda} \cdot \sum_{i=1}^N K_{l_i} \cdot (S_i \cdot l_i^{\lambda+1} - S_{i-1} \cdot l_{i-1}^{\lambda+1}) \dots \dots \dots (2.47)$$

avec : A_0 : perte en terre à l'aval du versant [$\text{t ha}^{-1} \text{an}^{-1}$]

l_0 : longueur totale du versant [m]

K_{l_i} : facteur sol du segment i [$\text{t m}^2 \text{h an}^{-1} \text{ha}^{-1} \text{kJ}^{-1} \text{mm}^{-1}$]

l_i : longueur du segment i [m]

S_i : facteur pente du segment i [-]

Facteur pente (S)

La pente est introduite avec le facteur S qui se calcule selon l'équation (2.36) ou d'après la formule suivante (Auerswald, 1984; Dällenbach et Kuhn, 1990/91 et 1991) :

$$S = 65.41 \cdot \sin^2(\beta) + 4.56 \cdot \sin(\beta) + 0.065 \dots \dots \dots (2.48)$$

avec : β : pente du terrain [degré].

Ce facteur sert de correcteur au calcul de perte en terre pour une parcelle dont la pente diffère de celle de la parcelle standard (9 %). La formule est valable pour des pentes entre 0.5 et 50 % (Auerswald, 1984; Dällenbach et Kuhn, 1990/1991 et 1991).

Facteur agronomique (C)

C exprime le rapport entre la perte en terre d'une parcelle cultivée et la perte en terre d'une parcelle en jachère nue.

Ce facteur se calcule selon Auerswald (1984) avec la formule suivante :

$$C = \sum RAC^n \cdot \%R^n \dots \dots \dots (2.49)$$

avec : RAC^n : perte en terre de la période de culture n rapportée à celle de la parcelle en jachère nue [-]

$\%R^n$: part de l'érosivité de la période n en pour-cent de l'érosivité totale d'une année [%].

Les facteurs agronomiques de la période d'une culture sont donc pondérés par un coefficient exprimant l'agressivité climatique pendant la période considérée. Ceci demande la connaissance de la distribution annuelle des pluies.

Les RAC dépendent de la nature et de la succession des cultures, du degré de fertilisation minérale ou organique et des méthodes de culture.

Facteur d'aménagement anti-érosif (P)

P exprime le rapport entre la perte en terre d'une parcelle où l'on pratique des mesures de conservation et celles d'un champ cultivé dans le sens de la pente. Viani (1986) a établi un tableau avec les valeurs de P pour différentes mesures de conservation (cf. Tableau 2.5).

Applications en Europe

L'USLE a été développée aux Etats Unis pour les conditions climatiques, géologiques et topographiques et pour les pratiques agricoles couramment appliquées dans ce pays. La plupart des sols considérés sont des loess du *corn-belt*. Le terrain est plutôt plat : la parcelle standard avait une pente de 9 % (Auerswald, 1984).

Les chercheurs d'autres pays ont fait des essais dans d'autres conditions pour adapter les paramètres de l'USLE à ces dernières (Auerswald, 1984; Viani, 1986; Botschek, 1988; Prasuhn et Schaub, 1988; Capra et Scicolone, 1996). Les applications de l'USLE dans d'autres pays que les Etats Unis sont également fréquentes (Hrissantou, 1988; Klagenhofer et Summer, 1990; Dällénbach et Kuhn, 1990/91 et 1991; Schüpbach, 1991; Sanz Montero et al., 1996).

En Bavière, beaucoup de travaux ont été faits pour ajuster les facteurs de l'USLE aux conditions locales. Auerswald (1984) s'est basé sur des études adaptant le facteur d'érosivité aux pluies Bavaroises, pour essayer de définir les facteurs d'érodibilité du sol et agronomiques pour les sols, les cultures et les méthodes agricoles courantes en Bavière. Il s'agissait du même type de sol (loess) sur lequel les américains ont conduit leurs essais pour l'USLE. Botschek (1988) a fait le même travail pour le Nordrhein-Westfalen.

En outre, Auerswald (1984) a étudié la teneur en agrégats des sédiments érodés et la granulométrie des agrégats. La part d'agrégats dans les sédiments était élevée. Ils ne sont donc pas détruits par les forces du ruissellement. Le rejaillissement est prédominant pour le détachement et le transport des agrégats, car il en avait beaucoup moins dans le ruissellement après la fin de la pluie.

Il a également étudié l'influence de l'humidité du sol sur l'érosion et le ruissellement. Aucune influence de ce paramètre sur la perte en terre, sur le débit ou le début du ruissellement n'a pu être démontrée. L'humidité du sol joue un rôle uniquement comme indicateur des pluies antécédentes. La pellicule de battance et le colmatage de la couche superficielle influencent le ruissellement. Il commence plus rapidement et les débits sont plus élevés avec une pellicule de battance et/ou un colmatage. La perte en terre ne semble pas influencée par ces phénomènes.

Viani (1986) a fait des essais en laboratoire et *in situ* sur des terrains agricoles près de St. Cierge, dans le Canton de Vaud (CH). Par des mesures *in situ*, la perte en terre a été déterminée pour des pluies naturelles. Le but principal de l'étude était de trouver l'influence d'un amendement organique (compost) du sol sur l'érosion.

Les résultats ont confirmé la validité de certains modèles d'érosion. L'expression du facteur d'agressivité climatique choisie finalement par Viani (1986) est proportionnelle à celle utilisée dans l'USLE :

$$P_s = H \cdot I_{\max, 30} \cdot (0,022 \cdot s^2 - 0,275 \cdot s + 1,838) \dots\dots\dots (2.50)$$

avec : P_s : perte en terre totale pendant une averse [g]

H : hauteur totale de pluie de l'averse [mm]

$I_{\max, 30}$: intensité maximum de l'averse pendant 30 min. [mm h^{-1}]
 s : pente du terrain [%].

Selon Viani (1984), la considération du ruissellement dans le facteur d'agressivité climatique n'apporte que très peu de précision sur l'estimation de la perte en terre pour les essais en laboratoire. Il explique ceci par une grande corrélation entre les données de pluie et de ruissellement, conséquence du contrôle exercé en laboratoire sur les différents paramètres régissant les processus érosifs. Pour les essais *in situ*, l'amélioration des prédictions de la perte en terre par l'introduction du ruissellement est plus sensible. Viani (1986) a donc adapté le modèle suivant pour l'estimation de la perte en terre :

$$P_s = \left(0.896 \cdot I_{\max, 30} \cdot \sqrt{H_r \cdot H} + 1.630 \cdot H_r \right) \left(0.025 \cdot s^2 - 0.71 \cdot s + 2.189 \right) \dots\dots (2.51)$$

avec : P_s : perte en terre totale pendant une averse [g]

H_r : ruissellement spécifique total pendant une averse [mm]

$I_{\max, 30}$: intensité maximum de l'averse pendant 30 min. [mm h^{-1}]

H : hauteur totale de pluie de l'averse [mm]

s : pente du terrain [%].

La détermination du ruissellement pour le calcul de perte en terre doit évidemment tenir compte de l'allure du hyétogramme et de l'état du sol, notamment de son humidité.

Les résultats obtenus *in situ* et sur le banc d'essai sont concordants. Ils sont également comparables aux résultats obtenus sur des parcelles expérimentales de terrain. La taille du banc d'essai est relativement importante (2 x 6 m) ce qui favorise la dynamique de l'érosion. Le simulateur de pluie permet de reproduire les caractéristiques physiques des averses naturelles. Ceci explique l'aptitude de l'installation de laboratoire à reproduire les phénomènes naturels avec de bonnes performances.

Schaub et Prahsun (1988) ont entre autre établi une carte du facteur d'agressivité climatique pour le nord-ouest Suisse. Pour cette région l'USLE représente la meilleure méthode existante pour l'estimation de la perte en terre. La précision devrait cependant être amélioré sensiblement (communication personnel de Daniel Schaub).

Capra et Scicolone (1996) ont développé un programme pour calculer le facteur topographique ($L \cdot S$) pour un bassin versant entier à partir de son modèle numérique de terrain (MNT).

Hrissantou (1988) a étudié les apports solides à la retenue du Forggensee (Autriche) à l'aide d'un modèle numérique. Le modèle simule le ruissellement de surface, l'érosion de surface, la quantité de sédiments qui arrive dans le cours d'eau et le transport solide dans ce dernier. Le module d'érosion de surface est basé sur l'USLE modifiée en tenant compte de l'érosivité du ruissellement et de la pluie.

Les résultats ont été comparés avec les mesures de charge en sédiments dans la rivière Lech qui débouche dans le Forggensee. Dans un premier temps, les valeurs journalières ont été calculées puis l'apport annuel en sédiments. Les résultats obtenus étaient très éloignés des valeurs mesurées. Ceci est peut-être dû au fait que seules les données de pluie d'un bassin versant voisin étaient disponibles.

Dällenbach et Kuhn (1990/91 et 1991) ainsi que Schüpbach (1991) ont établis des cartes de risque d'érosion pour le canton d'argovie et la région du Bantiger près de Berne respectivement. Le risque d'érosion a été calculé à l'aide de l'USLE. Les paramètres du modèle ont été évalué de manière suivante :

- le facteur d'agressivité climatique a été calculé à partir de mesures pluviométriques;
- le facteur d'érodibilité de sol a été déterminé à l'aide d'échantillon de sol et des abaques de la Figure 2.16;
- le facteur topographique a été calculé à partir de relevé sur terrain;
- les facteurs agronomiques et des aménagements de protection anti-érosifs ont été déterminé à l'aide d'observation sur terrain et de discussion avec les fermiers.

Les résultats de calcul ont cependant jamais été comparé à des mesure de perte en terre.

Klagenhofer et Summer (1990) ont calculé l'érosion d'une région des Pré-Alpes Autrichiennes avec un module de calcul basé sur l'USLE. Un modèle numérique de terrain contenait les informations géographiques et les caractéristiques du sol et le ruissellement a été calculé avec la méthode SCS (United States Soil Conservation Service). L'érosion à long terme a été déterminée pour le bassin versant de la rivière Ybbs dont le bassin se trouve dans une région agricole. Aucune vérification des résultats n'a été faite.

Sanz Montero et al. (1996) ont estimé l'alluvionnement des retenues espagnoles à l'aide de l'USLE. La comparaison avec des mesures bathymétriques a cependant montré que cette estimation ne donne pas des résultats satisfaisants.

2.3.1.2 *Modèle de Gavrilovic*

En Ex-Yougoslavie, une méthode empirique a été développée dans les années 50 par Gavrilovic (Mietner, 1995/96) pour estimer le volume de sédiments produit par érosion dans les bassins versant du sud et du sud-est du pays. Les paramètres climatiques, lithologiques, topographiques et d'utilisation du sol considérés dans le modèle ont ensuite été adaptés aux conditions des montagnes de Slovénie par un autre auteur. La méthode a également été appliquée avec beaucoup de succès à des bassins versants alpins en Italie (Mietner, 1995/96).

Dans sa forme adaptée aux milieux montagneux, la méthode de Gavrilovic est formulé comme suit (Mietner, 1995/96) :

$$V_s = \zeta \cdot G \quad \dots\dots\dots (2.52)$$

avec : V_s : volume annuel moyen des apports en sédiments du bassin versant [$m^3 \text{ an}^{-1}$]

ζ : coefficient de rétention du bassin versant [-]

G : volume annuel moyen de sédiments érodés [$m^3 \text{ an}^{-1}$]

Le coefficient de rétention du bassin versant tient compte de la faite qu'une partie des sédiments érodés se dépose à l'intérieur du bassin versant. Il se calcule comme :

$$\zeta = \frac{\sqrt{O \cdot Z} \cdot (1_p + 1_a)}{(1_p + 10) \cdot F} \quad \dots\dots\dots (2.53)$$

- avec :
- O : périmètre du bassin versant [km]
 - Z : altitude moyenne du bassin versant [km]
 - l_p : longueur du cours d'eau principal [km]
 - l_a : longueur cumulée des affluents [km]
 - F : surface du bassin versant [km²]

Le volume annuel moyen des sédiments érodés sur le bassin versant est donné par :

$$G = \Theta \cdot H_{\text{moy}} \cdot \pi \cdot \Gamma^{3/2} \cdot F \dots\dots\dots (2.54)$$

où

$$\Theta = \sqrt{\frac{\theta}{10} + 0.1} \dots\dots\dots (2.55)$$

et

$$\Gamma = \Xi \cdot \Pi \cdot (\Phi + \sqrt{s}) \dots\dots\dots (2.56)$$

- avec :
- Θ : coefficient de température [-]
 - H_{moy} : hauteur de pluie annuelle moyenne [mm an⁻¹]
 - Γ : coefficient d'érosion [m² km^{-4/3} mm^{-2/3}]
 - θ : température [°C]
 - Ξ : coefficient de la couverture du sol (cf. Tableau 2.8) [-]
 - Π : coefficient de résistance du sol (cf. Tableau 2.9) [-]
 - Φ : coefficient du type d'érosion (cf. Tableau 2.10) [-]
 - s : pente moyenne du bassin versant [%]

Les valeurs pour les coefficient de la couverture du sol, de la résistance du sol et du type d'érosion sont données dans les Tableau 2.8 à Tableau 2.10 ci-dessous.

Les coefficients et les variables climatiques peuvent être introduit dans le modèle de façon distribué ou comme moyenne sur la totalité du bassin versant.

Type de couverture du sol	Ξ
Forêts mixtes et buissons denses	0.05 à 0.20
Forêts clairsemées avec sous-bois	0.05 à 0.20
Forêts de résineux avec peu de sous-bois, buissons clairsemés, prés buissonnants	0.20 à 0.40
Forêts et buissons dégradés, pâturages	0.40 à 0.60
Pâturages dégradés et terres cultivés	0.60 à 0.80
Surfaces sans couvert végétal	0.80 à 1.00

Tableau 2.8 : Tableau des valeurs du coefficient de la couverture du sol Ξ .

Type de lithologie du sol	Π
Roche dure résistante à l'érosion	0.2 à 0.6
Roche moyennement résistante à l'érosion	0.6 à 1.0
Roche faible, schisteuse, stabilisée	1.0 à 1.3
Sédiments, moraines, argile et autres roches peu résistantes	1.3 à 1.8
Sédiments fins et sols non résistants à l'érosion	1.8 à 2.0

Tableau 2.9 : Tableau des valeurs du coefficient de la résistance du sol Π .

Type et ampleur d'érosion observé dans le bassin versant	Φ
Peu d'érosion sur le bassin versant	0.1 à 0.2
Erosion dans les cours d'eau sur 20 à 50 % de la surface du bassin versant	0.3 à 0.5
Erosion en rivières, ravins et dépôts fluviaux, érosion karstique	0.6 à 0.7
50 à 80 % du bassin versant érodé en surface et glissements de terrain	0.8 à 0.9
Bassin versant entier érodé	1.0

Tableau 2.10 : Tableau des valeurs du coefficient du type et de l'ampleur d'érosion Φ .

Mietner (1995/96) a appliqué le modèle de Gavrilovic dans sa forme modifiée sur le bassin versant d'une retenue dans les Alpes italiennes à la frontière Suisse. Cette étude conduit à la conclusion que le volume des apports en sédiments calculé par la méthode de Gavrilovic est légèrement plus élevé que le volume mesuré, si les coefficients et les variables sont introduits de manière distribuée. Avec des coefficients et des variables moyennés sur la surface du bassin versant, l'apport en sédiments est par contre sous-estimé.

2.3.1.3 Modèles basés sur la mesure des apports en sédiments ou des dépôts de sédiments

Les modèles basés sur une analyse statistique des mesures des apports en sédiment dans les cours d'eau ou des dépôts de sédiments dans les lacs naturels et artificiels intègrent généralement tous les processus d'érosion présents dans un bassin versant. Ils sont souvent mieux adaptés pour l'estimation des apports en sédiments de tout un bassin versant que les modèles basés sur des essais avec simulateur de pluie, car ils tiennent automatiquement compte des zones de dépôts (Robinson, 1979).

Robinson (1979) a étudié les apports solides en fonction de l'érosion superficielle à l'amont dans dix bassins versants des Etats Unis (Southern Piedmont). Ces apports dépendent de la quantité de sédiments érodés d'une part et de la capacité de transport des cours d'eau d'autre part. L'érosion brute peut être estimée par l'USLE, mais le rapport apport de sédiments/érosion brute ("Sediment Delivery Ratio", SDR) est inférieure à l'unité. Ceci s'explique par le fait que les sédiments sont stockés temporairement dans des zones de dépôt sur le terrain et dans les cours d'eau. Le sol érodé n'avance que de quelques mètres sur une décennie. La corrélation entre érosion et apport solide est par conséquent faible.

Robinson (1979) a déterminé le ratio SDR "apport de sédiments/érosion brute" en fonction de la taille du bassin versant pour la rivière Potomac (cf. Tableau 2.11).

Le SDR dépend de l'intensité de la pluie, du nombre CN ("curve number"), de la surface drainée, de la densité de drainage, du ruissellement, du type de sol, de la topographie et de l'affectation du terrain.

Surface drainée [km ²]	Ratio d'apport de sédiments (SDR) [-]
0.1	0.53
0.5	0.39
1	0.35
5	0.27
10	0.24
50	0.15
100	0.13
200	0.11
500	0.09
26'000 (Potomac)	0.05

Tableau 2.11 : SDR en fonction de la surface drainée pour la rivière Potomac

Phillips (1989) propose deux ratios pour exprimer les apports solides des cours d'eau en fonction de l'érosion brute à l'amont. Le produit de ces deux rapports, exprime le SDR.

$$\text{SDR}_{ce} = \frac{\text{quantité de sédiments à l'exutoire}}{\text{quantité de sédiments livrée dans le cours d'eau}} \dots\dots\dots(2.57)$$

$$\text{SDR}_{bv} = \frac{\text{quantité de sols amenée au cours d'eau}}{\text{quantité total de sol érodé}} \dots\dots\dots(2.58)$$

$$\Rightarrow \text{SDR} = \text{SDR}_{ce} \cdot \text{SDR}_{bv} \dots\dots\dots(2.59)$$

avec : SDR_{ce} : SDR du cours d'eau

SDR_{bv} : SDR du bassin versant.

Le rapport SDR_{ce} peut être calculé à partir de paramètres hydrauliques en se basant sur la capacité de transport du cours d'eau. Cette capacité peut être déterminée à partir de la puissance du cours d'eau (Phillips, 1989) :

$$\text{SDR}_{ce} = \frac{(w \cdot y \cdot U \cdot s_f)_i}{(w \cdot y \cdot U \cdot s_f)_{TOT}} I_{TOT}^{-a} \dots\dots\dots(2.60)$$

avec : w : largeur du cours d'eau [m]

y : profondeur de l'écoulement [m]

U : vitesse moyenne de l'écoulement [m s^{-1}]

s_f : pente de la ligne d'énergie [m m^{-1}]

i : indice désignant les paramètres calculés à une section donnée

TOT : indice désignant les paramètres calculés pour tout le système

l_{TOT} : longueur totale du cours d'eau [m]

a : exposant valant 0.4 pour un accroissement linéaire du débit avec la longueur du cours d'eau

Le modèle demande deux estimations. Premièrement, il faut estimer D_s à partir de mesures *in situ* ou des modèles d'érosion. Deuxièmement, il faut déterminer un débit de référence (débit moyen annuel ou autres) et la géométrie du cours d'eau à l'exutoire du bassin versant et dans quelques sections du réseau hydrique.

Phillips (1989) a testé ce modèle sur la partie amont de la rivière Tar (North Carolina). Les résultats ne sont pas satisfaisants du point de vue de leur précision dans l'estimation du SDR. La corrélation entre les mesures d'érosion et du charriage dans le cours d'eau s'est révélée faible. De plus, le calcul d'un SDR sur ce bassin versant a conduit à des valeurs variables. L'étude démontre cependant qu'ils existent des relations entre les différentes grandeurs.

Yener et Yener (1994) ont étudié l'alluvionnement de 16 réservoirs en Turquie ainsi que le transport solide de leurs affluents. Basé sur une carte de sensibilité à l'érosion des sols en Turquie, ils ont établi la formule suivante :

$$V_s = 12.6 \cdot F^{1.05} \cdot IST^{-0.217} \cdot IIE^{-0.662} \cdot H_{moy}^{0.182} \cdot Q_{moy}^{0.170} \dots\dots\dots (2.61)$$

avec: V_s : apport en sédiments annuel [$m^3 \text{ an}^{-1}$]

F : surface de drainage [km^2]

IST : index du type de sol (1 à 6) [-]

IIE : index d'intensité d'érosion (0 à 5) [-]

H_{moy} : précipitation moyenne annuelle [mm]

Q_{moy} : débit annuel moyen [$m^3 \text{ s}^{-1}$]

Rissler (1997) mentionne une formule similaire, basée sur l'étude approfondie de 17 retenues turques, qui tient compte de la puissance de l'écoulement en plus des paramètres utilisés par Yener et Yener (1994).

2.3.2 Modèles physiques

Les modèles à base physique permettent la simulation événementielle basée sur des paramètres physiques mesurables et par conséquent une application aisée à des situations diverses. Par contre, ils considèrent un grand nombre de paramètres et donc des campagnes de mesure coûteuses, une bonne connaissance des phénomènes physiques et un calage du modèle. L'établissement de modèles à base physique s'avère difficile, car les paramètres décrivant le sol sont influencés par son histoire et varient au cours du temps (Sinniger et al., 1996).

Les modèles d'érosion à base physique font une distinction entre l'érosion par la pluie et le ruissellement de surface et l'érosion dans les rigoles par un écoulement plus concentré. La quantité de sédiments transportée est comparée avec la capacité de transport pour pouvoir déterminer en chaque point et à chaque instant s'il y a déposition ou érosion. Certains modèles permettent de calculer un bassin versant entier, comme celui développé par le département de l'agriculture des Etats Unis (USDA) (Lafren et al. 1987; Simanton et al., 1987; Brown et al.,

1989; Finkner et al, 1989; Nearing et al., 1989a et 1989b; Nearing et al., 1994). D'autres modèles sont pour l'instant seulement applicables à des parcelles test ou à des surfaces d'essai en laboratoire comme le modèle décrit par Rose (1994). Ce dernier est intéressant dans la mesure où il distingue les forces nécessaires pour détacher une particule du sol naturel ou une particule de sol déposé.

2.3.2.1 *Modèle d'érosion basé sur une équation d'onde cinématique pour le transport solide*

Le modèle de Blau et al. (1988) a été développé pour remplacer l'USLE par un modèle à base physique facile à utiliser dans toutes les conditions. Le deuxième objectif de l'étude de Blau et al. (1988) était de tester des procédures d'optimisation pour la détermination des paramètres à partir d'essais avec simulateur de pluie, avec des conditions hydrologiques et hydraulique variant dans l'espace. L'influence de la solution numérique des équations différentielles sur la précision du calcul de la quantité de sédiments érodés a également été étudiée.

Le module hydrologique du modèle de Blau et al. (1988) est basé sur l'équation de l'onde cinématique :

$$\frac{\partial y}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = I_{\text{net}} \quad \dots\dots\dots(2.62)$$

où

$$q = \alpha \cdot y^\mu \quad \dots\dots\dots(2.63)$$

avec : y : profondeur de l'écoulement local [m]

t : temps [s]

q : débit de ruissellement spécifique [$\text{m}^3 \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$]

x : distance [m]

I_{net} : intensité de la pluie nette [m s^{-1}]

α : coefficient de perte de charge défini par Woolhiser (1975) (par exemple dans l'équation (2.32)) [$\text{m}^{-(\mu-2)} \text{s}^{-1}$]

μ : exposant constant (Woolhiser, 1975) [-].

Le transport des sédiments est décrit comme processus purement advectif, la dispersion étant négligée. Le modèle est basé sur une équation aux différences partielles de l'onde cinématique et distingue l'érosion entre rigoles et l'érosion en rigole :

$$\frac{\partial(C_s \cdot y)}{\partial t} + \frac{\partial(C_s \cdot q)}{\partial x} = K_1 \cdot I + K_r \cdot \left\{ \frac{B}{\alpha} \cdot q - C_s \cdot q \right\} \dots\dots\dots(2.64)$$

avec : C_s : concentration en sédiments [kg m^{-3}]

K_r : érodibilité de pluie du sol [kg m^{-3}]

I : intensité de pluie brute [m s^{-1}]

K_r : érodibilité de ruissellement du sol [m^{-1}]

B : coefficient de transport solide [$kg\ s^{-1}\ m^{-(1+u)}$]

Les conditions initiales et à la limite amont adoptées sont les suivantes :

$$y(x, 0) = q(x, 0) = 0$$

$$c(x, 0) = K_I$$

$$y(0, t) = q(0, t) = 0$$

$$c(0, t) = K_I$$

avec : $t = 0$: début du ruissellement [s]

Le modèle décrit par les équations (2.62) à (2.64) contient six paramètres : la longueur, la résistance hydraulique et la pente contenues dans le coefficient α , K_I , K_r et B . Ce nombre élevé de paramètres rend l'étalonnage à l'aide d'essais extrêmement difficile. Pour réduire le nombre de paramètres, les équations doivent être écrites sous forme adimensionnelle.

En utilisant la formule de perte de charge de Chézy (Sinniger et Hager, 1989), l'équation de l'onde cinématique pour le ruissellement peut être écrite sous la forme adimensionnelle suivante (Blau et al., 1988) :

$$\frac{\partial y^*}{\partial t^*} + \frac{3}{2} \cdot y^* \cdot \frac{\partial y^*}{\partial x^*} = I_{net}^* \dots\dots\dots (2.65)$$

où

$$y^* = y/y_0, t^* = t/t_0, x^* = x/l_0 \text{ et } I_{net}^* = I_{net}/I_{net0}$$

avec : y_0 : profondeur de l'écoulement à l'aval du plan utilisé pour l'étalonnage pour des conditions stationnaires [m]

t_0 : temps après lequel les conditions stationnaires sont atteintes à l'aval du plan utilisé pour l'étalonnage [s]

l_0 : longueur du plan utilisé pour l'étalonnage [m]

I_{net0} : intensité brute de la pluie sur le plan [$m\ s^{-1}$].

L'équation d'érosion adimensionnelle s'écrit :

$$y^* \cdot \frac{\partial C_s^*}{\partial t^*} + y^{*2/3} \cdot \frac{\partial C_s^*}{\partial x^*} = I_{net}^* (1 - C_s^*) + K_r \cdot l_0 \cdot y^{*2/3} \cdot \left\{ \frac{B}{\alpha \cdot K_I} - C_s^* \right\} \dots\dots (2.66)$$

où

$$C_s^* = C_s/K_I$$

Pour une intensité brute de pluie constante, les équations (2.65) et (2.66) ne font plus intervenir que deux paramètres : $B/(\alpha K_I)$ et $K_r \cdot l_0$. Les équations sous forme adimensionnelle permettent de déterminer les deux paramètres à l'aide d'essais avec simulateur de pluie selon la méthode d'optimisation de Nelder et Mead (1965). L'étalonnage peut être amélioré en exécutant les essais avec des intensités d'arrosage variables ou en rajoutant un débit de ruissellement à l'amont pendant une partie de l'essai (Blau et al., 1988).

Un schéma de différences finies est adapté à la résolution des équations différentielles. La solution numérique pour une telle résolution ne diffère que peu de la solution analytique.

Nearing et al. (1989) reprochent à ce modèle, de ne pas tenir compte d'une limite au-dessous de laquelle il n'y a pas de détachement par le ruissellement.

2.3.2.2 Le projet de prédiction de l'érosion hydrique

Les modèles décrits ci-dessous peuvent être appliqués à des bassins versants entiers.

Pour remplacer l'USLE qui a été longtemps le seul outil pour la planification de mesures de conservation du sol, le département d'agriculture des Etats Unis a commencé à développer un modèle à base physique dans les années 80. Ce modèle est appelé "Water Erosion Prediction Project" (WEPP). Des nombreux essais avec simulateur de pluie in situ ont permis de déterminer les paramètres du modèle à partir de propriétés physiques mesurables pour les sols et les pratiques agricoles aux Etats Unis (Laflen et al. 1987; Simanton et al., 1987; Brown et al., 1989; Finkner et al., 1989; Nearing et al., 1994).

Le modèle propose une équation stationnaire pour décrire le transport des sédiments (Nearing et al., 1989; Nearing et al., 1994) :

$$\frac{d qm_s}{d x} = TD_r + TD_d \dots\dots\dots(2.67)$$

où

TD_r est calculé selon l'équation (2.13), s'il y a détachement,

$$TD_r = TD_d, \text{ s'il y a déposition} \dots\dots\dots(2.68)$$

et

$$TD_d = K_1 \cdot I^2 \dots\dots\dots(2.69)$$

avec : qm_s : charge solide spécifique [$kg s^{-1} m^{-1}$]

x : distance [m]

TD_r : taux de sédiments détachés ou déposés par le ruissellement [$kg s^{-1} m^{-2}$]

TD_d : taux de sédiments détachés par la pluie [$kg s^{-1} m^{-2}$]

TD_d : taux de déposition des matériaux solides calculé selon l'équation (2.27) [$kg s^{-1} m^{-2}$]

K_1 : érodibilité de pluie du sol [$kg s m^{-4}$]

I : intensité de la pluie brute [$m s^{-1}$].

Les deux paramètres d'érodibilité du sol K_r (cf. équation (2.13)) et K_1 n'ont aucun rapport avec l'érodibilité définie par l'USLE et les modèles se basant sur l'USLE.

La contrainte de cisaillement exercée par le ruissellement sur le sol est calculée en admettant que les rigoles ont un profil en travers rectangulaire. La largeur des rigoles à l'aval du versant se calcule à partir du débit de ruissellement. Ce dernier dépend de la hauteur maximum de pluie ruisselée, de la longueur du versant et de l'espacement des rigoles. Il s'est cependant avéré

que ni la largeur ni l'espacement des rigoles n'ont une grande influence sur la charge solide (Nearing et al., 1989).

2.3.2.3 Autres modèles physiques

Aux Etats Unis, une série de logiciels pour l'évaluation de l'érosion du sol en agriculture a été développée (Baesley et al., 1980; Williams et al., 1984; Williams et al., 1985; Leonard et al., 1987; Maestri et Massat, 1996/97). Ils sont tous basés sur le même modèle d'érosion qui combine l'équation de continuité des sédiments (cf. équation (2.67)) avec l'USLE modifiée. Les modules hydrologiques sont adaptés aux différents objectifs, décrits ci-dessous, de ces logiciels qui déterminent également les modules supplémentaires disponibles. Tous les cinq logiciels ont donné des résultats acceptables lors des premiers tests faits par les auteurs.

ANSWERS (Areal Nonpoint Source Watershed Environment Response Simulation) (Baesley et al., 1980) permet d'étudier l'impact du management agricole sur la quantité et la qualité de l'eau ruissellée. La simulation peut être événementielle et les paramètres sont introduits sous forme distribués.

CREAMS (Chemicals, Runoff and Erosion from Agricultural Management Systems) (Maestri et Massat, 1996/97) a les mêmes objectifs que ANSWERS, mais il permet une simulation à long terme. Le bassin versant est supposé homogène (paramètres uniques).

EPIC (Erosion-Productivity Impact Calculator) (Williams et al., 1984) a été développé pour évaluer l'influence de l'érosion sur la productivité du sol à long terme. Le logiciel est adapté à la simulation de petits bassins versants qui sont homogènes (paramètres uniques).

SWRRB (Simulator for Water Resources in Rural Basins) (Williams et al, 1985) est une adaptation du modèle CREAMS pour permettre la simulation de grands bassins versants complexes (paramètres distribués).

GLEAMS (Groundwater Loading Effects of Agricultural Management Systems) (Leonard et al. 1987) est une variante du logiciel CREAMS qui évalue également l'interaction des matières délavés des champs avec l'eau souterraine.

Un logiciel qui se distingue clairement des cinq décrit ci-dessus et le logiciel KYERMO. Il a également été développé aux Etats Unis, mais il a été prévu pour la recherche. Il vise à distinguer les différents processus de l'érosion du sol. Ainsi, il modélise le détachement par la pluie, le détachement dans les rigoles, les instabilités des berges et la déposition dans les rigoles séparément. L'hydraulique et le transport solide dans les rigoles sont couplés. Le module hydraulique tient donc compte d'un changement de la forme de la rigole dû au détachement de particule, d'instabilité de berges ou de déposition. KYERMO n'est cependant pas prévue pour la modélisation de pentes raides.

Les premiers tests du logiciel KYERMO ont montrés sa sensibilité par rapport aux paramètres des rigoles qui sont très difficiles à évaluer. En outre, le calcul du détachement en rigole est basé sur le critère de Shields qui n'est pas vraiment adapté aux problèmes d'érosion du sol (Guy et Dickinson, 1990; Torri et al., 1990).

Wicks et al. (1988) ont utilisé deux modèles numériques pour la détermination de l'apport solide de la rivière Reynold Creek près de Boise (Idaho, USA). Le bassin versant se trouve dans une zone semi-aride dont la plupart des surfaces sont utilisées comme pâturages.

La plus grande difficulté est de définir l'érodibilité des sols à partir d'une quantité facilement mesurable. Des essais sont pratiquement indispensables pour la détermination de ce facteur.

Le premier logiciel utilisé s'appelle MULTSED. Le volume de ruissellement est déterminé à partir du volume total de la pluie dont on soustrait la partie infiltrée. L'écoulement est calculé par résolution analytique de l'onde cinématique. La simulation du détachement des grains et du transport solide se fait selon les équations de Meyer-Peter & Müller et Einstein (Graf W. H., 1984). Chaque classe granulométrique est traitée séparément.

Le deuxième logiciel se nomme SHE (Système Hydrologique Européen). La quantité d'eau ruisselée est calculée comme dans MULTSED. L'écoulement est simulé avec l'équation de l'onde diffusive. Le transport des sédiments se calcule avec l'équation de Yalin (Graf W. H., 1984) et avec l'équation de conservation de la masse.

Les modèles numériques ont d'abord été étalonnés pour les surfaces d'essai qui ont servi à déterminer l'érodibilité du sol. Ce calage n'a pas posé de problèmes.

Ensuite, le bassin versant a été simulé en entier. Ici, les résultats sont peu satisfaisants. Ceci est probablement lié à un problème de compatibilité des données et non à un problème d'échelle. Les conditions des essais préliminaires ne correspondaient pas aux conditions naturelles dans le bassin versant. Notamment, le calage des hydrogrammes de crue doit être fait avec beaucoup de soins.

2.3.3 Modèles conceptuels

Les modèles conceptuels essaient de décrire les différents phénomènes physique de l'érosion hydrique de manière simple. Les paramètres intervenant dans le modèle doivent cependant être déterminés à l'aide d'essais. La plupart des modèles conceptuels font une distinction entre l'érosion par la pluie et le ruissellement de surface et l'érosion dans les rigoles par un écoulement plus concentré. Ils tiennent compte de la continuité de l'eau et des sédiments.

2.3.3.1 Modèles basés sur l'USLE

Pour pouvoir appliquer l'USLE à des pluies isolées, cette formule a été développée par d'autres chercheurs. Toutes ces équations ont en commun le fait qu'elles tiennent compte du ruissellement d'une manière ou d'une autre. Auerswald (1984) cite trois exemples.

- a) Dans le premier exemple le facteur R, l'érosivité de la pluie, a été remplacée par l'érosivité du ruissellement :

$$A = 933 \cdot (V_r \cdot \psi)^{0.56} \cdot K_i \cdot L \cdot S \cdot C \cdot P \dots\dots\dots(2.70)$$

avec : A : perte en terre [t ha⁻¹ temps⁻¹]

V_r : volume du ruissellement de surface [l]

ψ : rapport maximal entre ruissellement et pluie totale [-]

K_i, L, S, C, P : paramètres comme définit pour l'USLE (équation (2.41)).

Le grand désavantage de ce modèle est qu'il faut prédire le ruissellement ce qui représente un volume de travail considérable selon les cas.

- b) Dans le deuxième exemple, le facteur d'érosivité est séparé en deux parties. La première tient compte de l'érosion par rejaillissement, la seconde de l'érosion par ruissellement.

$$A = \left(\underbrace{a \cdot R_1}_{\text{rejaillissement}} + \underbrace{(1-a) \cdot 30 \cdot V_r \cdot \psi^{1/3}}_{\text{ruissellement}} \right) \cdot K_1 \cdot L \cdot S \cdot C \cdot P \dots\dots\dots (2.71)$$

avec : a : constante ($0 < a < 1$) (part d'érosion par rejaillissement (impact des gouttes de pluie).

- c) Foster et al. (1977a) ont développé l'équation de perte en terre du troisième exemple sur le même principe :

$$P_{\text{spéc}} = x^2 \cdot \underbrace{K_r \cdot \{a \cdot \sin^e(\beta)\}}_{\text{ruissellement}} \cdot R_r + x \cdot \underbrace{K_1 \cdot \{b \cdot \sin(\beta) + c\}}_{\text{rejaillissement}} \cdot R_1 \dots\dots\dots (2.72)$$

où

$$R_1 = E \cdot I_{\text{max},30} \dots\dots\dots (2.73)$$

avec : $P_{\text{spéc}}$: apport en sédiments spécifique [kg m^{-1}]

x : distance [m]

K_r : érodibilité du sol de ruissellement [$\text{kg h mm}^{-1} \text{kJ}^{-1} \text{m}^{-1}$]

β : pente [degré]

R_r : érosivité du ruissellement calculé selon l'équation (2.12) [$\text{kJ mm m}^{-2} \text{h}^{-1}$]

K_1 : érodibilité du sol de pluie [$\text{kg h m mm}^{-1} \text{kJ}^{-1} \text{m}^{-1}$]

R_1 : érosivité de la pluie [$\text{kJ mm m}^{-2} \text{h}^{-1}$]

E : énergie cinétique de la pluie [kJ m^{-2}]

$I_{\text{max},30}$: intensité de pluie maximale pendant 30 min. [mm h^{-1}]

a, b, c, e : constantes à caler [-].

Pour un sol moyennement sensible à l'érosion en rigole, $K_r = K_1$ (Foster et al., 1977a) et l'équation ci-dessus se simplifie et s'écrit (Foster et al., 1977b) :

$$A = 0.5 \cdot (R_1 + R_r) \cdot K_1 \cdot L \cdot S \cdot C \cdot P \dots\dots\dots (2.74)$$

Auerswald (1984) et Viani (1986) constatent que l'introduction de l'érosivité du ruissellement n'améliore pas l'estimation de la perte en terre pour des essais en laboratoire ou avec un simulateur de pluie *in situ*. Pour les essais *in situ* effectués par Viani (1986) avec des pluies naturelles, la prise en considération du ruissellement dans le terme de l'agressivité climatique apportait une amélioration des prédictions par calcul.

Laajili et al. (1990) ont constaté une influence du débit de ruissellement sur l'érosivité de ce dernier par hauteur unitaire de la lame ruisselée. Cette relation peut être exprimée par une loi

exponentielle. Ils obtiennent des bons résultats pour la détermination de la perte en terre avec un facteur d'érosivité qui combine pluie et ruissellement.

2.3.3.2 Autres modèles conceptuels

Les modèles décrits ci-dessous traitent surtout la continuité des sédiments entre la source et l'exutoire du bassin versant. Cette analyse du phénomène d'érosion est surtout liée aux processus de transport et de déposition des sédiments érodés. Ces modèles tiennent compte du fait que l'apport solide est soit limité par la quantité de sédiments érodés ou par la capacité de transport du ruissellement de surface et des cours d'eau (Foster et al., 1982; Rose et al., 1990).

Onstad et al. (1979) proposent de calculer l'apport solide d'un cours d'eau avec une formule de routage à partir des sédiments érodés :

$$V_{s_i} = V_{s_{\text{TOT}}} \cdot e^{(-d \cdot t_c)} \dots\dots\dots (2.75)$$

avec : V_{s_i} : contribution de sédiment de l'incrément i à l'exutoire du bassin versant [m^3]

$V_{s_{\text{TOT}}}$: érosion totale de l'incrément i [m^3]

d : constante de routage [s^{-1}]

t_c : temps de concentration [s].

Lehmann (1993) a essayé de développer une méthode qui permette d'estimer la charge de sédiments lors d'une grande crue dans des petits bassins versants. La méthode tient compte du transport des matériaux dans le cours d'eau et de l'importance des différentes sources sédimentaires. Cette dernière influence l'estimation du potentiel de sédiments.

Quant au transport solide, il fait la distinction entre les cours d'eau avec due transport par charriage et ceux avec des laves torrentielles granulaires ou boueuses. Comme le phénomène des laves torrentielles est encore mal connu à l'heure actuelle, la méthode proposée se concentre sur l'étude du transport solide par charriage.

Dans les sources de sédiments, il tient compte plutôt des apports exceptionnels (p. ex. glissements) que de l'érosion à long terme, car les volumes concernés sont beaucoup plus importants. Les sources de sédiments les plus importantes sont celles qui se trouvent à proximité du cours d'eau. Ce sont les berges et le lit du cours d'eau d'une part et des zones de terrain meuble reliées au cours d'eau par des rigoles d'autre part. L'instant d'arrivée des sédiments dans le cours d'eau joue aussi un rôle important. Pour les sources de sédiments reliées au cours d'eau, la probabilité que l'apport se fasse pendant une crue est plus élevée que pour les autres. Les sources de sédiments reliées au cours d'eau sont directement influencées par le régime de débit et d'écoulement de ce dernier.

Dans un premier temps, il faut relever les caractéristiques du bassin versant :

- sources de sédiments et leur potentiel;
- traces d'événements antécédents comme indication sur les volumes de sédiments érodibles;
- géométrie du lit du cours d'eau (profils en travers, pente);

- granulométrie des matériaux du lit.

Sur la base de ce relevé, le potentiel de sédiments et la capacité de transport peuvent être calculés dans chaque section du cours d'eau. Le routage des sédiments peut être effectué pour une crue d'une période de retour déterminée, lorsque le comportement hydrologique du bassin versant est déterminé.

Une étude de sensibilité sur le Merenbach (au Sud du Walensee, Canton de Glaris) a montré que les sections à faible capacité de transport, où se forment des dépôts, peuvent réduire le potentiel de sédiments. Ceci montre que l'apport solide à l'exutoire est limité. La limite physique des précipitations et du débit influencent la capacité de transport. La géométrie du cours d'eau, notamment la pente et la largeur de la section, peuvent réduire le potentiel de sédiments. Les élargissements de section et un gradient de pente plus faible provoquent la déposition de sédiments.

2.4 Les simulateurs de pluie

De nombreuses recherches, concernant le ruissellement, l'infiltration ou l'érosion, ont été réalisées avec une simulation des précipitations, car cela présente des avantages par rapport aux pluies naturelles. Le simulateur de pluie doit reproduire les caractéristiques des événements naturels pour obtenir des résultats valables. Néanmoins, les résultats doivent être analysés avec un esprit critique avant de les extrapoler à la nature (Viani, 1986).

Le simulateur de pluie permet de produire rapidement un échantillon représentatif de pluies critiques. Quelques simulations choisies informent avec une grande efficacité. La possibilité de contrôler les paramètres influençant les phénomènes étudiés permet de mieux juger de leur impact. La présence de l'opérateur pendant les simulations - qui n'est pas assurée pour les pluies naturelles - présente un avantage que l'on ne saurait nier (Viani, 1986).

Les limites d'un simulateur de pluie sont surtout liées à la difficulté de reproduire les événements naturels avec leur variation spatiale. Les caractéristiques physiques de la pluie sont mal connues, mais elles influencent de manière directe le ruissellement et l'érosion. Pour ne pas avoir trop d'effets de bord, les installations doivent être de taille assez importante et complexe, ce qui pose des problèmes techniques. Finalement l'extrapolation des résultats obtenus par les essais en laboratoire à l'échelle d'un bassin versant doit être faite avec précaution (Viani, 1986).

2.4.1 Propriétés de la pluie naturelle

Le simulateur de pluie doit être capable de reproduire les caractéristiques physiques d'une pluie naturelle qui influencent les phénomènes étudiés. Ce sont avant tout :

- la distribution dimensionnelle des gouttes (cf. Figure 2.17);
- la vitesse d'impact des gouttes (cf. Figure 2.7);
- l'énergie cinétique des gouttes (cf. équation (2.1)).

Les caractéristiques des pluies naturelles ont été étudiées par des nombreux chercheurs. Une synthèse de ces études se trouve dans le rapport de Viani (1986) (cf. chapitre 2.1.3). Les résultats de leurs études peuvent être comparés aux caractéristiques physiques du simulateur de pluie.

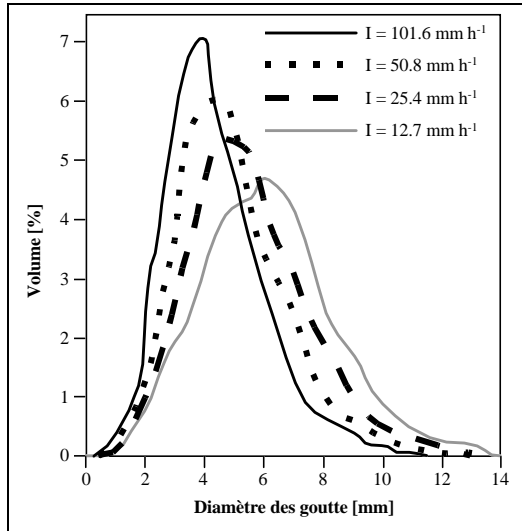


Figure 2.17 : Distribution dimensionnelle des gouttes pour différentes intensités de pluie (Viani, 1986).

Pour déterminer la granulométrie des gouttes, il existe différentes méthodes (Viani, 1984; Hall, 1970) :

- "The flour-pellet method".

Une goutte d'eau tombant dans un bac de farine y forme un agrégat dont la masse est proportionnelle à celle de la goutte. La courbe granulométrique des gouttes peut ainsi être établie à partir de celle de ces agrégats.

- Méthode photographique.

La dimension des gouttes est analysée sur une photo prise pendant l'arrosage.

- Papier filtre.

Une goutte d'eau tombant sur le papier produit une tache de taille proportionnelle au diamètre de la goutte. La distribution dimensionnelle des gouttes peut se faire à partir de celle des taches sur le papier.

Les méthodes utilisées pour analyser la vitesse d'impact lors des études sur les pluies naturelles sont très diverses : maintien des gouttes en suspension par un courant d'air, photographie-stroboscopique, dispositif électronique. Malgré la diversité de méthodes de mesure utilisées, les résultats obtenus sont comparables.

Pour le contrôle des performances des simulateurs de pluie, des dispositifs mesurant directement l'énergie cinétique des gouttes sont souvent utilisés. La plupart des appareils

transforment l'impact des gouttes en signal électrique. Comme les forces en jeu sont très faibles, la séparation entre le signal et le "bruit" s'avère difficile. Il existe deux types principaux de capteurs d'impact :

- Méthode acoustique : transformation en son puis en signal électrique de l'énergie cinétique de la pluie. Dans ce cas, le résultat est variable selon que les gouttes frappent le centre ou les bords de la membrane réceptrice.
- Méthode piézo-électrique : transformation directe de l'impact de la pluie en un signal électrique en utilisant les propriétés d'un cristal piézo-électrique.

Il existe un capteur d'impact des gouttes commercialisé (Distromet RD 69) qui a été beaucoup utilisé en Allemagne (Auerswald, 1984; Becher, 1992). L'inconvénient de ce distromètre est qu'il ne tient pas compte des plus petites gouttes ni des plus grandes ($D > 4.5$ mm). Pour cette raison, Becher (1992) a construit son propre capteur d'impact à partir d'un haut parleur. Ce dernier permet une analyse fréquentielle des impulsions des gouttes et la comparaison avec d'autres mesures avec le même appareil.

Viani (1986) n'a déterminé que la granulométrie des gouttes de son simulateur de pluie. Connaissant la vitesse initiale de l'eau à la sortie des buses, il a pu calculer la vitesse d'impact et l'énergie cinétique à l'aide des formules physiques de bases (cf. équation (2.1) et (2.6)).

2.4.2 Types de simulateurs de pluie

Les premiers simulateurs ont été développés dans les années 30 déjà. Mais ce n'est qu'avec les études sur les pluies naturelles dans les années 40 (Viani, 1986) que ce développement a progressé.

Deux catégories principales de simulateurs de pluie peuvent être distinguées :

- les simulateurs à formateurs de gouttes;
- les simulateurs à buses.

2.4.2.1 Simulateurs à formateurs de gouttes

La formation de gouttes peut se faire à l'aide de fils suspendus, de tubes capillaires ou d'aiguilles hypodermiques. Il faut utiliser un grand nombre de formateurs de gouttes pour avoir une distribution d'intensité satisfaisante. Ce type de simulateur est donc limité à des faibles surfaces.

Il est difficile avec ces formateurs de gouttes, d'obtenir une granulométrie semblable aux pluies naturelles, car le diamètre des gouttes est proportionnel à la taille du formateur. Il est imaginable d'utiliser un grand nombre de formateurs de tailles différentes. Par contre, les points d'impact des gouttes sur le sol sont fixes.

La vitesse initiale des gouttes est nulle. Il est donc nécessaire de placer le dispositif de formation de gouttes à une grande hauteur (7 m environ) pour que la pluie synthétique ait les mêmes vitesses d'impact que les gouttes d'une pluie naturelle.

Par contre, le réglage de l'intensité de la pluie se fait aisément. Il suffit de changer la charge hydraulique au-dessus des formateurs de gouttes. Pour toutes les intensités, la pluie reste alors uniformément répartie dans l'espace.

2.4.2.2 Les simulateurs à buses

La géométrie de la buse et la pression appliquée déterminent non seulement la vitesse initiale, mais aussi la granulométrie des gouttes. Pour atteindre la vitesse limites des gouttes, la vitesse initiale - et donc la pression nécessaire - peuvent être déterminées en fonction de la hauteur de chute. La hauteur du simulateur au-dessus du plan arrosé peut alors être réduite (Viani, 1986).

Il faut être conscient qu'en augmentant la pression, la taille des gouttes diminue. Par conséquent, beaucoup de simulateurs de ce type ont des buses à ouverture de sortie relativement grandes. Ceci conduit à des intensités d'arrosage relativement élevées. Pour régler l'intensité de la pluie synthétique, il faut donc intercepter une partie du débit (Viani, 1986). Il est par exemple possible de prévoir une rotation des buses montées sur une structure radiale, autour d'un axe vertical (Auerswald, 1984). Ceci conduit à une application intermittente de l'eau. Le réglage de l'intensité peut se faire par l'intermédiaire du temps de passage des buses. A part une distribution non uniforme de la pluie dans le temps, cette manière de faire peut modifier le ruissellement, avant tout sa turbulence et sa capacité de transport.

Il faut mentionner dans ce contexte Hall (1969) qui a construit une buse spéciale permettant le réglage de l'intensité de la pluie par l'intermédiaire de la pression. Ce type de buse contient une plaque avec des petites fentes inclinées qui mettent le jet en rotation. Hall a testé une série de buse de ce type, dont le nombre, la taille et l'inclinaison des ouvertures varient, selon la procédure suivante :

- établissement de la courbe pression-débit de la buse;
- établissement de la distribution de l'intensité au-dessous de la buse à l'aide de pluviomètres placés sur une maille rectangulaire;
- en appliquant le critère de Christiansen (Hall, 1969), recherche d'une disposition des buses selon un schéma régulier (rectangles ou losanges) pour obtenir une distribution uniforme de la pluie à partir des distributions de chaque buse.

Le paramètre de Christiansen se définit généralement comme suit :

$$C_u = 1 - \frac{\sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^N F_{ij} |H_{ij} - H_{moy}|}{F_{TOT} \cdot H_{moy}} \dots\dots\dots (2.76)$$

où

$$H_{moy} = \frac{\sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^N F_{ij} \cdot H_{ij}}{F_{TOT}} \dots\dots\dots (2.77)$$

avec : C_u : coefficient d'uniformité de Christiansen [-]

M : nombre de rangées [-]

N : nombre d'observations [-]

H_{ij} : hauteur d'eau totale pendant l'observation w pour la surface a_{ij}
[mm]

F_{ij} : surface élémentaire de la surface globale de la cellule A [m²]

F_{TOT} : surface totale de la cellule [m²]

H_{moy} : moyenne arithmétique des observations H_{ij} [mm]

Si les surfaces élémentaires ont toutes la même taille, l'équation s'écrit :

$$C_u = 1 - \frac{\sum_{j=1}^M \sum_{i=1}^N |H_{ij} - H_{moy}|}{\sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^N H_{ij}} \dots\dots\dots (2.78)$$

Pour avoir une distribution uniforme de la pluie il faut avoir des valeurs de C_u qui s'approchent de l'unité.

Hall (1969) a construit un simulateur de pluie avec la buse qui avait les meilleures performances. La disposition des buses s'est faite sur un réseau à maille régulière de 45 cm de longueur, environ 1.85 m au-dessus du plan d'arrosage. Le C_u était supérieur à 0.8 pour des intensités de 178 à 305 mm h⁻¹ pour une pression entre 0.15 et 0.36 bar. En acceptant que le C_u descende jusqu'à 0.5, des pluies entre 127 et 330 mm h⁻¹ peuvent être simulées. Le simulateur de pluie était destiné à l'étude du ruissellement. La vitesse d'impact et la granulométrie des gouttes ainsi que l'énergie cinétique étaient donc des paramètres moins importants. L'aptitude du simulateur à reproduire ces caractéristiques des pluies naturelles n'a donc pas été étudiée.

2.4.2.3 Comparaison

A l'université Weihenstephan à Munich, les performances d'une série de simulateurs de pluie suisses et allemands ont été testés (Auerswald et al., 1992a; Auerswald et al., 1992b; Auerswald et al., 1992c; Becher, 1992; Kainz et al., 1991). La plupart de ces simulateurs étaient du type "à buses", deux seulement étaient du type "à formateurs de gouttes". Une première publication décrit le déroulement des essais *in situ* pour la comparaison des simulateurs de pluie (Auerswald et al., 1992c). Les mêmes conditions initiales devaient être réalisées pour toutes les simulations. La culture et la préparation du terrain étaient les mêmes sur tout le site d'essai. L'humidité du sol était gardée aussi constante que possible, par exemple avec une protection des parcelles par une feuille en plastique pendant les jours ensoleillés. La pente du terrain a été relevée avec grande précision, car son influence sur la perte en terre est importante si l'on se base sur l'USLE comme c'était le cas.

L'étude de l'énergie cinétique des gouttes (Becher, 1990) a montré une forte variation spatio-temporelle de cette grandeur. Notamment, les simulateurs à buses montraient une périodicité marquée des impulsions mesurées. Un seul simulateur avait une énergie cinétique plus faible que les autres et qui ne correspond probablement pas à celle d'une pluie naturelle (cf. Figure 2.18). Un autre simulateur de pluie était très sensible au vent. Cette étude a aussi montré que les gouttes de grand diamètre fournissent la plus grande partie de l'énergie cinétique malgré leur faible fréquence.

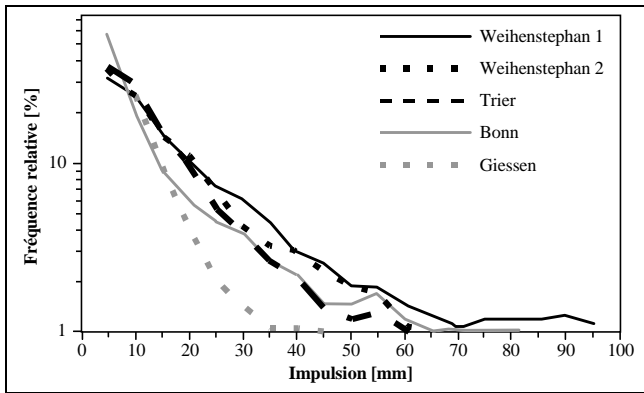


Figure 2.18 : Fréquence relative des impulsions des gouttes mesurées par le capteur d'impact de Becher (1988) pour différents simulateurs de pluie (Becher, 1990).

Une deuxième étude a été réalisée pour évaluer la facilité d'utilisation, la demande en travail et les coûts de ces différents simulateurs de pluies (Kainz et al., 1991). Les aspects de mobilité et de temps de montage sont surtout intéressants pour une installation qui sert à des arrosages *in situ*. Les résultats résumés au Tableau 2.12 montrent que les coûts des simulations *in situ* peuvent surtout être limité en réduisant le temps nécessaire au montage.

La troisième étude concernait la précision de mesure et l'influence du cycle d'arrosage sur le ruissellement et la perte en terre (Auerswald et al., 1992a). L'aptitude d'un simulateur de pluie pour la recherche sur l'érosion est déterminée en grande partie par la précision avec laquelle les mesures de l'intensité, du volume ruisselé et de la perte en terre peuvent être effectuées. Cette précision est surtout influencée par les propriétés du simulateur, la taille de la parcelle et par la sensibilité au vent. Les simulateurs testés mettent en évidence une précision variable de la mesure, suffisante toutefois dans la plupart des cas (cf. Tableau 2.13).

Simulateur	Travail pour 5 essais sur le même champ [h]				Coûts pour 500 essais [1000 DM]		
	Montage et déplacement	Transport	Essai	Total	Simulateur et véhicule	Travail	Total
Schmidt (1983)	242.0	50.0	34.0	325.0	50	890	940
Trier	19.7	8.9	33.0	61.9	50	194	244
Weihenstephan 2	14.7	10.0	38.3	64.6	33	188	221
Bonn	4.7	12.3	34.7	51.9	271	162	433
Weihenstephan 1	3.5	11.2	31.7	46.6	170	144	314
Giessen	0.8	7.8	32.0	40.8	66	126	192

Tableau 2.12 : Travail et coûts pour des essais *in situ* avec différents simulateurs de pluie.

Simulateur	Intervalle de confiance de la mesure [%]			Nombre d'essais	Nombre de mesures par essai
	Concentration	Ruissellement	Perte en terre		
Schmidt (1983)	13	11	16	4	24 - 76
Trier	27	52	54	6	8 - 23
Weihenstephan 2	17	32	36	5	11 - 32
Bonn	5	21	25	9	12 - 56
Weihenstephan 1	8	14	18	10	16 - 102
Giessen	14	24	31	4	13 - 21

Tableau 2.13 : Intervalle de confiance des mesures avec différents simulateurs de pluie (Auerswald et al., 1992a).

Le plus difficile résidait la mesure du débit. La plus petite unité de temps mesurable était la seconde ce qui peut conduire à une erreur de 10 %.

Pour évaluer l'influence de l'état de surface sur le ruissellement et la perte en terre, plusieurs arrosages sont souvent appliqués sur la même surface. Pour ce genre de simulations, il est conseillé d'avoir une durée totale d'arrosage d'au moins 90 min. Le premier arrosage en eau devrait durer au minimum une heure. Il sera suivi d'une pause de 15 min. et d'un deuxième arrosage pendant 30 min. Des cycles d'arrosage répartis sur deux jours ne donnent souvent pas des bons résultats. Un arrosage trop court ne laisse pas le temps de faire suffisamment de mesures en régime stationnaire. La précision des résultats en souffre.

Lors de la dernière étude, l'influence de la taille de la parcelle d'essai a été évaluée (Auerswald et al., 1992b). Pour deux des simulateurs de pluies, des parcelles de taille différente ont été testées. Pour des petites surfaces, la construction et l'utilisation d'un simulateur sont plus faciles. La dynamique des processus d'érosion peut cependant changer pour une parcelle trop réduite.

Sur les terrains agricoles, la largeur doit être au minimum égale à la moitié de l'empattement des engins agricoles. Pour une parcelle d'un mètre de large, les résultats peuvent changer beaucoup suivant l'emplacement choisi, car la structure de la surface varie toujours dans l'espace.

L'USLE permet l'extrapolation de la perte en terre à partir d'une longueur de parcelle de 4.5 m avec les facteurs longueur de pente (cf. équation (2.46)) et pente (cf. équation (2.48)). Le ruissellement commence jusqu'à 20 min. plus tard et finit plus tôt pour une parcelle de taille réduite. Ce phénomène dépend moins de la longueur de la parcelle que de sa surface. Les bords contribuent à la rétention et ceci d'autant plus que le bord par unité de surface est long. Le retardement du ruissellement complique l'interprétation des résultats.

2.5 Discussion

Dans le monde entier, des mesures d'alluvionnement de retenues existent. Dans quelques pays, ces données ont été analysées pour trouver une relation entre les paramètres influençant l'érosion et le volume des dépôts dans les lacs artificiels. En Suisse une telle étude n'a jamais été faite de manière systématique. Malgré le grand nombre de mesures disponibles et de bonnes bases cartographiques, il n'existe pas de recueil de ces données. La première partie de

la présente étude était donc l'établissement d'une base de données des volumes d'alluvions mesurés dans les retenues alpines et des caractéristiques de leurs bassins versants susceptibles d'influer sur l'érosion hydrique.

De la revue de littérature ressort également que de nombreuses recherches ont été entreprises sur l'érosion hydrique des terrains agricoles et plutôt plats. Parmi ces travaux se trouve un grand nombre d'études détaillées des processus d'érosion et des paramètres qui influencent les phénomènes, notamment des propriétés physique du sol. Cependant ces études concernent un seul aspect du processus d'érosion et les résultats trouvés restent d'une application limitée. En outre, les sols étudiés jusqu'ici sont surtout ceux des terrains agricoles. Or les sols alpins sont très différents de ces derniers. Ils sont souvent constitués de matériaux bruts provenant de l'altération d'un massif rocheux, avec peu d'activité biologique. Une étude des propriétés physiques d'échantillons de sol prélevés dans des bassins versants alpins dans le cadre de la présente recherche, devait permettre de mieux comprendre leur rôle et leur influence dans les processus d'érosion hydriques des milieux montagneux.

La recherche dans le domaine de la conservation du sol agricole a également conduit à l'établissement de modèles d'érosion. Ces modèles sont basés sur un grand nombre d'essais in situ ou en laboratoire avec des pluies naturelles ou simulées. Les résultats d'essais ont été analysés de manière systématique. Souvent établis à l'échelle de la parcelle agricole, l'application de ces modèles d'érosion à l'échelle d'un bassin versant a souvent été vouée à l'échec.

Pour les terrains de montagne ou ceux avec une végétation naturelle, les études de l'érosion hydrique sont plus rares et exécutées de manière moins systématique. Les tentatives d'appliquer les modèles d'érosion existants à un bassin versant alpin sont quasi inexistantes. Un tel exercice pourrait cependant donner des renseignements intéressants, même si le modèle a été développé pour une parcelle agricole. Ceci a conduit l'auteur de la présente étude à faire cet essai. Dans sa tentative d'une modification des modèles existants en vue de leur application dans le milieu alpin, l'auteur a procédé en outre à des essais de laboratoire avec simulateur de pluie sur des pentes élevées.

3 CHOIX DES PARAMETRES ET MODELES D'EROSION

La discussion des paramètres influant sur l'érosion hydrique présentée au chapitre 2.1.3 établit l'inventaire des paramètres à considérer pour l'établissement des modèles d'érosion.

3.1 Choix des paramètres à étudier à l'échelle du bassin versant

A l'échelle d'un bassin versant tous les paramètres inventoriés sont susceptibles d'influencer l'érosion hydrique. Leur variation spatiale rend leur quantification détaillée très coûteuse en temps. L'étude de l'érosion à l'échelle du bassin versant a toutefois comme objectif de déterminer les paramètres les plus sensibles et d'établir un modèle d'érosion qui permette d'estimer l'apport en sédiments sur le long terme. A cette échelle, il est raisonnable d'estimer une valeur moyenne des paramètres et nécessaire d'identifier les paramètres dont l'influence est déterminante.

Parmi les paramètres qui perdent leur influence sur l'érosion hydrique à une échelle de temps large il convient de citer le ruissellement. Pour une averse isolée, le ruissellement en tant qu'agent de transport détermine dans une large mesure l'apport en sédiments d'une surface. Pour une estimation de l'apport annuel moyen, l'hypothèse suivante peut par contre être admise :

Suffisamment souvent, un événement de crue a une capacité de transport assez élevée pour emporter tous les sédiments érodés et déposés par les crues antérieures moins importantes.

Les paramètres suivants ont par conséquent été choisis pour l'étude de l'érosion hydrique à l'échelle d'un bassin versant alpin :

- la pente moyenne du bassin versant;
- la pente moyenne des surfaces du bassin versant non couvertes de végétation;
- la hauteur de pluie moyenne annuelle, mensuelle ou saisonnière sur le bassin versant;
- la couverture végétale : la proportion du bassin versant recouverte d'une végétation naturelle dense, cultivé ou sans végétation;
- le type de sol caractérisé par la granulométrie et la perméabilité;
- la géologie;
- la surface couverte de glaciers;
- la variation de la longueur du glacier;
- la température moyenne annuelle ou mensuelle sur le bassin versant;
- la longueur des affluents de la retenue.

Pour que la méthode d'estimation de l'apport en sédiments soit d'application simple, les paramètres du modèle doivent en outre pouvoir être évalués à partir de documents disponibles.

3.2 Choix des paramètres à étudier à l'aide des essais physiques

Les essais physiques en laboratoire sont destinés à établir un modèle d'érosion plus détaillée pour les bassins versants alpins. Dans ce but, l'étude sur modèle physique doit considérer les paramètres, qui ont le plus d'influence sur l'érosion hydrique. Afin de développer un modèle d'érosion pour les Alpes, il faut en outre choisir un sol représentatif des types caractéristiques rencontrés sur les bassins versants alpins.

3.2.1 Essais en laboratoire

La discussion de l'influence de la végétation sur l'érosion hydrique présentée au chapitre 2.1.3, permet de conclure que l'apport en sédiments d'un bassin versant est en grande partie composé de particules provenant des surfaces sans couvert végétal ou des terres arables. Or en montagne, il n'y a que très peu de surfaces cultivées. Pour le choix des paramètres à étudier sur modèle physique, l'hypothèse suivante a donc été admise :

Les sédiments transportés par un cours d'eau proviennent des surfaces du bassin versant sans couvert végétal.

Le paramètre "végétation" peut donc être omis dans l'étude sur modèle physique ce qui la facilite considérablement.

Les paramètres suivants ont finalement été retenus pour l'analyse des essais en laboratoire avec simulateur de pluie :

- la pente du terrain;
- l'intensité de la pluie;
- le débit de ruissellement;
- les propriétés du sol influant sur son érodibilité (cf. chapitre 3.2.2).

Dans la présente recherche, un sol unique a été testé en laboratoire. Il a cependant été choisi de manière à ce que ses propriétés physiques soient représentatives du plus grand nombre de sols alpins. Ainsi, la durée des essais en laboratoire a également été réduite au strict minimum, leur exécution prenant énormément de temps.

3.2.2 Campagne de terrain

Afin de choisir un matériau représentatif des terrains alpins pour les essais en laboratoire avec simulateur de pluie, une analyse systématique d'échantillons de sol a été définie

Les contraintes suivantes ont ainsi été introduites :

- Les échantillons doivent provenir de surfaces d'érosion appartenant à des bassins versants de région et de géologie différentes.
- Les propriétés influant sur l'érodibilité sont déterminées en laboratoire.

Les caractéristiques du sol choisies parmi celles discutées au chapitre 2.1.3 sont :

- la granulométrie;
- la teneur en matière organique;

- la stabilité structurale des agrégats;
- la perméabilité;
- la densité apparente;
- les limites de consistance;
- la couverture par des pierres.

La détermination de ces paramètres permet également l'évaluation du facteur d'érodibilité du sol selon l'USLE à l'aide des abaques présentés au chapitre 2.1.3.

3.3 Choix des modèles d'érosion

Avant d'établir un modèle d'érosion approprié au milieu alpin, il s'avérait nécessaire de tester les modèles d'érosion existant afin de vérifier leur applicabilité dans ce domaine.

Parmi les modèles décrits au chapitre 2.3, un choix a été fait sur la base des critères suivants :

- Le modèle est basé sur un grand nombre d'essais ou sur une description physique des phénomènes.
- Les paramètres du modèle peuvent être déterminés à l'aide de grandeurs physiques mesurables.
- Le modèle a déjà été appliqué avec un certain succès.

La plupart des modèles énoncés au chapitre 2.3 n'ont pas été développés pour les régions alpines ou montagneuses. Il s'agissait toutefois de vérifier s'ils sont applicables en milieu alpin soit directement soit après adaptation de l'un ou l'autre paramètre aux conditions locales.

Six modèles remplissant les critères précités ont été retenus :

- l'équation universelle de perte en terre, USLE (cf. paragraphe 2.3.1);
- le modèle de Gavrilovic (cf. paragraphe 2.3.1);
- le modèle de l'onde cinématique (cf. paragraphe 2.3.2);
- le modèle du projet de prédiction de l'érosion hydrique, WEPP (cf. paragraphe 2.3.2);
- l'équation universelle de perte en terre modifiée (cf. paragraphe 2.3.3).

Les avantages et désavantages de ces modèles sont discutés ci-après.

3.3.1 USLE

L'USLE se prête bien au calcul de la perte en terre à moyen et long terme (érosion saisonnière ou annuelle) pour les terrains agricoles. Elle a été développée pour des pentes uniformes, mais elle peut être adaptée à des surfaces irrégulières. Elle a été validée par de nombreuses applications et est simple d'utilisation.

Les désavantages de l'USLE sont toutefois nombreux. Elle ne permet pas par exemple de quantifier l'érosion pour un orage isolé, ni la charge en sédiments du ruissellement. Les conditions initiales, qui peuvent influencer l'érosion lors d'un événement isolé, comme

l'humidité du sol et la pellicule de battance des pluies précédentes, ne sont pas prises en compte. L'équation ne tient pas compte de l'érosion d'un écoulement concentré du ruissellement, ni de déposition sur le terrain. L'apport en sédiments dans un cours d'eau ne se déduit par conséquent pas directement de la perte en terre calculée avec l'USLE. Il faut en outre se souvenir que les formules de calcul des facteurs de l'USLE ont été développées pour les conditions climatiques, topographiques et géologiques et pour les méthodes agricoles des Etats Unis.

A priori, l'USLE ne paraît pas très adaptée pour la modélisation de l'érosion en région alpine. Elle a cependant été appliquée à titre de vérification aux bassins versant qui ont été l'objet de campagnes de terrain.

L'USLE devrait en outre permettre une première interprétation des essais en laboratoire avec simulateur de pluie en particulier l'évaluation d'un éventuel changement de l'influence de la pente pour les terrains raides. Le grand nombre d'applications de la méthode facilitera la comparaison des résultats d'essais avec ceux d'autres études.

3.3.2 Le modèle de Gavrilovic

Le modèle de Gavrilovic possède l'atout qu'il a été développé pour des bassins versants de montagne.

Il tient compte des paramètres les plus importants pour l'érosion, à savoir le climat, le sol, la végétation, la géomorphologie et l'influence anthropogène. Malgré ce grande nombre de paramètres, il reste simple d'application.

Ce modèle a été très peu utilisé jusqu'à présent, mais les résultats était assez bon. Pour l'appliquer, les types et l'ampleur de l'érosion observés sur le bassin versant doivent cependant être connus. Dans la présente étude le modèle peut par conséquent uniquement être validé à l'aide des bassins versants explorés lors des campagnes de terrain, ce qui permet la détermination de ces paramètres.

3.3.3 Onde cinématique

Ce modèle physique paraît surtout intéressant en raison de son couplage avec un modèle hydrologique également basé sur l'équation de l'onde cinématique.

Le modèle sépare l'érosivité de la pluie et du ruissellement. Il tient compte de la capacité de transport par l'intermédiaire d'un coefficient de transport et assure la continuité des sédiments. Sous sa forme adimensionnelle, le modèle d'érosion ne contient plus que trois paramètres ce qui facilite son calage à l'aide de résultats d'essais. Il décrit tous les phénomènes physiques impliqués dans les processus d'érosion hydrique et sa formulation reste simple néanmoins.

Malgré ces avantages, le modèle d'érosion de l'onde cinématique a cependant deux défauts majeurs. D'une part, Blau et al. (1988) ne donnent pas de relation entre les paramètres utilisés et des grandeurs physiques mesurables. D'autre part, il ne tient pas compte d'une limite au-dessous de laquelle il n'y a pas de détachement par le ruissellement (Nearing et al., 1989).

Malgré ces désavantages, le modèle paraît suffisamment intéressant pour essayer de l'appliquer aux bassins versant alpins après calage sur la base des essais en laboratoire avec simulateur de pluie.

3.3.4 WEPP

Le modèle d'érosion du WEPP est un modèle physique qui décrit en détail tous les processus de l'érosion hydrique.

L'arrachement de particules par la pluie et par le ruissellement dans les rigoles sont formulés séparément. La détermination de l'érosivité du ruissellement tient compte d'un seuil limite au-dessous duquel, il n'y a pas de détachement de particules. Comme le modèle permet de calculer la capacité de transport de l'écoulement dans les rigoles, il permet également de simuler les zones de déposition et assure la continuité du transport solide.

En raison de ses descriptions très détaillées, le modèle devient extrêmement compliqué. Les grandeurs physiques, telles que la contrainte de cisaillement et la vitesse de décantation, nécessaires à la détermination des paramètres sont difficiles voire impossibles à mesurer. En outre, l'évaluation de la capacité de transport et du taux de décantation nécessite une connaissance de la granulométrie des sédiments érodés. La valeur seuil de la contrainte de cisaillement d'initiation du transport solide est déterminée par le critère de Shields. L'application de cette méthode à des écoulements de faible profondeur est très contestée (Guy et Dickinson, 1990; Torri et al., 1990). Le modèle du WEPP demande aussi une estimation de la largeur et de l'espacement des rigoles, ce qui introduit une incertitude supplémentaire.

Au vu de ces désavantages, il a été renoncé à une application de ce modèle.

3.3.5 USLE modifiée

Ce modèle est basé sur l'USLE dont il hérite les avantages. Il tient compte par contre d'un facteur d'érosivité du ruissellement, ce qui permet son application à des événements isolés.

L'introduction du ruissellement comme paramètre dans le modèle rend possible une extrapolation de la parcelle au bassin versant. L'application des facteurs climatiques et de sol, développés pour l'USLE dans le contexte des Etats Unis, au milieu alpin reste cependant hasardeux. L'USLE modifiée est toutefois utile pour une première interprétation des essais en laboratoire avec simulateur de pluie pour juger d'un éventuel changement de l'influence de la pente sur des terrains raides.

3.3.6 Discussion

En résumé, les modèles de l'USLE et de l'USLE modifiée ont été choisis pour une analyse des résultats des essais en laboratoire avec simulateur de pluie. Cette analyse permet de vérifier, si les processus d'érosion sur un sol alpin à forte pente sont comparables à ceux d'un terrain agricole plutôt plat.

Une application de l'USLE aux bassins versants alpins explorés lors de campagnes de terrain permet de démontrer que cette méthode n'est pas adaptée au milieu alpin.

Le modèle de Gavrilovic est simple, sans pour autant négliger des paramètres importants pour l'érosion. Il a été développé pour des bassins versants de montagne et peut être appliqué aux bassins versants alpins qui ont été l'objet de campagnes de terrain.

Le modèle de l'onde cinématique semble bien adapté à une application sur les bassins versants alpins, après calage préalable sur la base des résultats d'essai.

Le modèle WEPP est trop détaillé pour pouvoir s'appliquer au milieu alpin dans le cadre de la présente recherche, tenant compte du niveau des informations acquises. Une estimation de la valeur des paramètres inconnus introduit une incertitude sur la précision des résultats.

4 ACQUISITION DE DONNEES

4.1 Mesures de l'alluvionnement des retenues

L'objectif de la présente recherche est d'établir une méthode permettant d'estimer l'apport solide d'un bassin versant. Pour le développement et la validation d'une telle méthode, il est indispensable de disposer de mesures réalisées *in situ*.

4.1.1 Introduction

La mesure du transport solide avec une précision satisfaisante n'est pas du tout évident (Walling, 1994) et en Suisse les stations de mesure du transport solide permanentes sont rares, surtout dans les Alpes. Pourtant, les aménagements hydroélectriques sont de plus en plus confrontés aux problèmes liés à l'alluvionnement des retenues.

Dans un lac, les vitesses d'écoulement sont plus faibles que dans les rivières ce qui conduit à la déposition de la charge solide des affluents. Les particules les plus grossières forment un delta à l'embouchure. Les éléments plus fins, sables, limons et argiles, sont transportés plus loin avant de se décanter. Une partie des fines peut rester en suspension et traverser le lac sans sédimenter. La plus grande partie des matières dissoutes n'est généralement pas déposée (Lambert, 1983). La fraction de la charge solide des affluents décanter dans le lac est couramment appelé la capacité de rétention des sédiments du lac. Elle dépend de la taille du lac et de l'apport en eau (Vischer, 1981; Avendaño Salas et al., 1995). Les alluvions peuvent aussi être en partie constituées de sédiments autochtones, donc originaires du lac lui-même. Elles sont formées de zooplancton et d'algues mortes (Avendaño Salas et al., 1995; Bloesch et Wehrli, 1995). Dans les lacs de montagne, la quantité de sédiments autochtones est négligeable par rapport à celle de sédiments allochtones provenant de l'érosion du bassin versant.

En relation avec les problèmes liés à l'alluvionnement, de nombreux relevés topographiques par bathymétrie ou par photogrammétrie ont été réalisés dans les retenues alpines suisse afin d'évaluer le volume des sédiments accumulés. Certains aménagements possèdent des dispositifs permettant de purger périodiquement la retenue et de chasser ainsi tout ou partie des sédiments déposés. Ces purges sont réglementées afin d'éviter dans toute la mesure du possible les dommages à la flore et à la faune de la rivière, dus à la concentration élevée de matière solide dans l'écoulement. Les exploitants d'aménagements hydroélectriques sont ainsi contraints de mesurer la concentration de matières en suspension dans les eaux de purge pendant toute la durée de l'opération. Ces mesures permettent de calculer le volume de sédiments déposé dans le lac entre deux la purges.

4.1.1.1 La capacité de rétention de sédiments

En connaissant la capacité de rétention des sédiments de la retenue, l'apport en sédiment peut être déterminé à partir du volume des alluvions mesuré :

$$V_s = 100 \cdot \frac{V_{S_D}}{R_C} \dots\dots\dots (4.1)$$

- avec : V_s : apport en sédiments [m^3]
 V_{sd} : volume de sédiments déposés dans le lac [m^3]
 R_C : capacité de rétention des sédiments de la retenue [%]

Selon Avendaño Salas et al., (1995), la capacité de rétention des sédiments d'une retenue peut être calculé comme suit :

$$R_C = 100 \cdot \left\{ 1 - \frac{1}{1 + \frac{ITE1 \cdot V_e}{F}} \right\} \dots\dots\dots (4.2)$$

- avec : ITE1 : indice de type d'exploitation de la retenue [-]
 V_e : volume de la retenue [$10^3 m^3$]
 F : surface du bassin versant [km^2].

L'indice de type d'exploitation de la retenue peut être déterminé à l'aide du tableau ci-dessous :

TYPE	REGIME D'EXPLOITATION	ITE1
1	Retenue toujours ou quasiment toujours pleine	2.10
2	Retenue avec des variations modérées du plan d'eau	1.43
3	Retenue avec des variations importantes du plan d'eau	0.76
4	Retenues normalement vides	0.09

Tableau 4.1 : Valeurs d'ITE1 en fonction du type d'exploitation de la retenue (Avendaño Salas et al., 1995).

Le premier type d'exploitation correspond à des retenues de productions hydroélectrique au fil de l'eau ou de prises d'eau. Les retenues à accumulation peuvent être classées dans la deuxième catégorie tandis que le régime d'exploitation des retenues hebdomadaires ou journalières ainsi que des bassins de compensation correspondent au type trois. Les bassins de rétention pour la protection contre les crues sont un exemple de type quatre.

4.1.1.2 Densité des sédiments déposés

Les mesures bathymétriques ou photogrammétriques dans les retenues ainsi que les mesures de concentration de solides lors des purges permettent d'évaluer le volume des sédiments déposés. La plupart des modèles d'érosion quantifiant les sédiments érodés en unités de masse (cf. paragraphe 2.2). La masse des alluvions d'une retenue peut être déterminée en connaissant la densité apparente des dépôts de sédiments. Malheureusement cette grandeur n'est en général pas mesuré. En outre, la densité varie avec le temps sous l'effet du poids des nouvelles alluvions qui entraîne le tassement des couches plus anciennes.

La masse des sédiment déposés se calcule comme :

$$P_s = \rho_{s_T} \cdot V_s \quad \dots\dots\dots (4.3)$$

avec : P_s : masse des sédiments [kg]

ρ_{s_T} : densité apparente des sédiments après la période T [kg m⁻³].

Avendaño Salas et al. (1995) proposent d'évaluer la densité des sédiments déposés dans un lac à partir de leur granulométrie et du temps de stockage :

$$\rho_{s_T} = \rho_{s_0} + 0.4343 \cdot \text{ITE2} \cdot \left\{ \frac{T}{T-1} \cdot \ln(T) - 1 \right\} \dots\dots\dots (4.4)$$

où

$$\rho_{s_0} = \frac{\rho_A \cdot \%A + \rho_L \cdot \%L + \rho_S \cdot \%S}{100} \dots\dots\dots (4.5)$$

avec : ρ_{s_0} : densité apparente initiale des sédiments [kg m⁻³]

ITE2 : coefficient dépendant du type de retenue

T : durée d'exploitation de la retenue [an]

ρ_A : densité apparente des argiles [kg m⁻³]

%A : pourcentage d'argile [%]

ρ_L : densité apparente des limons [kg m⁻³]

%L : pourcentage de limon [%]

ρ_S : densité apparente des sables [kg m⁻³]

%S : pourcentage de sable [%]

Les valeurs d'ITE2, de ρ_A , de ρ_L et de ρ_S peuvent être extraites du tableau suivant :

TYPE (cf. Tableau 4.1)	ITE2			DENSITE APPARENTE		
	Argile	Limon	Sable	ρ_A	ρ_L	ρ_S
1	0	91	256	416	1'120	1'550
2	0	50	187	513	1'130	1'550
3	0	15	80	609	1'145	1'550
4	0	0	0	641	1'150	1'550

Tableau 4.2 : Valeurs d'ITE2 et de la densité apparente des différentes fractions granulométriques en fonction du type d'exploitation de la retenue (Avendaño Salas et al., 1995).

Les courbes granulométriques des sédiments sont souvent évaluées lors d'une étude de l'alluvionnement de retenue.

4.1.1.3 L'érosion de surface et l'alluvionnement

Les procédés de mesure permettant d'évaluer le volume d'alluvions dans une retenue ne tiennent souvent pas compte du delta, soit parce que la bathymétrie est exécutée à lac bas, soit parce que les éléments plus grossiers ne sont pas chassés lors des purges. Les dépôts, dont le volume est calculé, sont de ce fait essentiellement composés de particules fines. Il peut donc être admis en première approximation que leur volume correspond à la quantité de sédiments érodés par la pluie sur le bassin versant direct.

L'érosion de surface spécifique annuelle peut être calculée à partir du volume de sédiments déposé dans la retenue, la durée d'exploitation et la surface du bassin versant :

$$A = \frac{P_s}{1000 \cdot T \cdot F} \dots\dots\dots (4.6)$$

ou

$$V_A = \frac{V_s}{T \cdot F} \dots\dots\dots (4.7)$$

- avec :
- A : érosion de surface spécifique annuelle [$t \text{ km}^{-2} \text{ an}^{-1}$]
 - P_s : masse des sédiments [kg]
 - T : durée de l'exploitation [an]
 - F : surface du bassin versant [km^2]
 - V_s : apport en sédiments [m^3]
 - V_A : érosion de surface spécifique annuelle [$\text{m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ an}^{-1}$].

4.1.2 Description des données

Sur la base d'une recherche de données auprès des exploitants d'aménagements hydroélectriques et des bureaux de géomètres spécialisés en bathymétrie, une liste de 21 retenues alpines suisses bénéficiant de mesures d'alluvionnement a, a pu être établie. Leur situation géographique et les bassins versants correspondants sont présentés à la Figure 4.1, et une brève description de chacune est donnée ci-après.

4.1.2.1 Ferden

Ferden est une retenue hebdomadaire située dans le Lötschental et exploitée par Aluisse-Lonza Energie AG. Depuis 1982, un levé bathymétrie est exécuté tous les deux ans pour déterminer le volume de sédiments accumulés. L'apport annuel moyen mesuré est de $15'025 \text{ m}^3$. Le volume d'eau de ce bassin de compensation (1.7 mio m^3) est relativement petit comparé à son bassin versant de 139.2 km^2 . La capacité de rétention n'est par conséquent que de 90 %. L'analyse granulométrique des sédiments n'est pas disponible. Selon l'équation 4.1, l'érosion annuelle moyenne est donc de $120 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ an}^{-1}$.

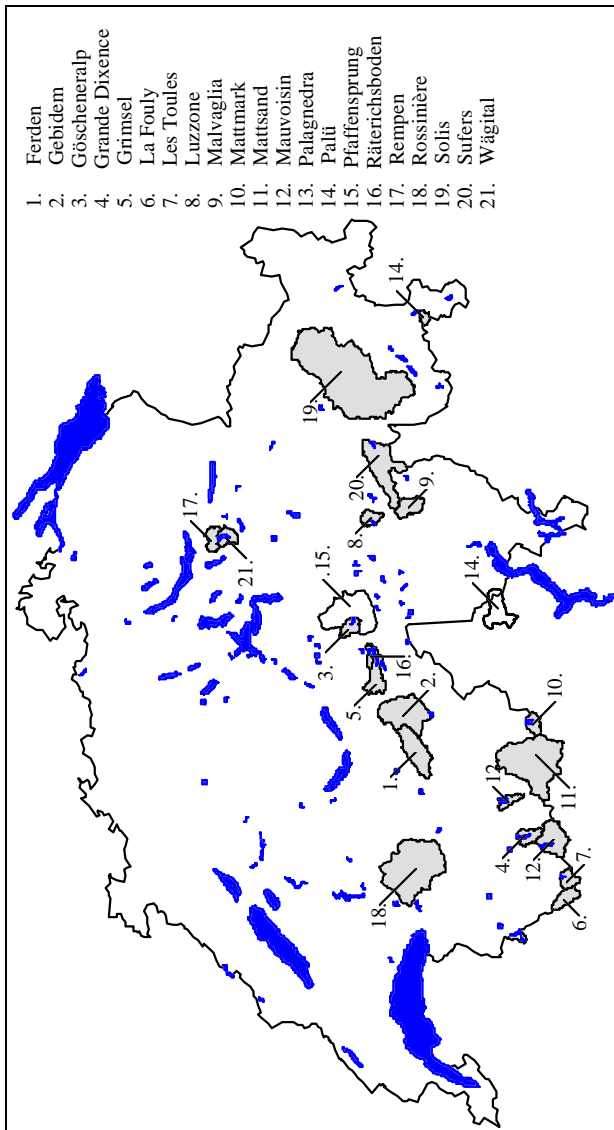


Figure 4.1 : Situation géographique des retenues alpines suisses où le volume des alluvions a été relevé dans le cadre de la présente recherche.

Bases de la carte : Lacs de Suisse, OFS GEOSTAT; cartes nationales, S+T.

4.1.2.2 Gebidem

Gebidem est une petite retenue à cycle hebdomadaire de 8.7 mio m³ situé à l'aval du glacier d'Aletsch. Avant la construction du barrage l'Electricité de France SA (EDF) avait mesuré le transport solide dans la Massa durant une année. Le volume total des sédiments était de 500'000 m³. Entre 1970 et 1990, le volume de l'apport sédimentaire était déterminé en mesurant la concentration durant les purges annuelles. L'apport annuel moyen estimé durant cette période était de 23'000 m³ (Vischer, 1981). En 1990 l'exploitant, Electra Massa SA, a commencé à procéder à des levés bathymétriques et photogrammétriques régulières pour déterminer le volume des dépôts dans le lac. En outre, le procédé des mesures de concentration a été amélioré à partir de 1992. L'apport en sédiments annuel moyen est actuellement estimé à 430'000 m³ (Rechsteiner, 1996). Comme les dernières mesures, qui montrent une bonne correspondance avec les mesures d'EDF, sont d'une plus grande précision que celle effectuées entre 1970 et 1990, la présente étude se base sur cette dernière estimation de l'apport en sédiment.

La capacité de rétention des sédiments de la retenue de Gebidem est évaluée à 97 %, car le bassin versant, avec ses 210 km², est très grand. En 1996 la retenue a été vidée pour pouvoir exécuter des travaux sur la prise d'eau et la vidange de fond. Le LCH a profité de cette occasion pour prélever trois échantillons de dépôts pour évaluer leur distribution granulométrique. Les sédiments contiennent 85 % de sable et 15 % de limon. Ils ne restent qu'une année dans le lac. De l'équation 4.4 résulte une densité de 1489 kg m⁻³.

L'érosion annuelle moyenne mesurée est de 3'147 t km⁻² an⁻¹ ou de 2'113 m³ km⁻² an⁻¹.

4.1.2.3 Göscheneralp

Göscheneralp est une retenue situé dans la vallée de Göschenen à l'amont de la localité du même nom. Sur les photographies aériennes réalisées en 1985 lors du contrôle quinquennal de la digue, il apparaît clairement que les sédiments remplissent quasiment tout le volume derrière le batardeau. Sur la base du plan topographique établi lors de la construction, ce volume a pu être estimé à l'aide du programme SURFER (Keckel, 1995). Un volume de sédiments de l'ordre de 1'507'160 m³ a été déposé dans la retenue de Göscheneralp entre la première mise en eau en 1957 et 1985. Ce bassin à accumulation de 75 mio m³ retient la totalité des sédiments. Il n'existe pas de courbes granulométrique des alluvions.

Un volume moyenne de 1'268 m³ km⁻² an⁻¹ de sédiments est érodé annuellement dans ce bassin versant de 42.5 km².

4.1.2.4 Grande Dixence

Le barrage poids de la Grande Dixence, qui a remplacé le barrage de Dixence en 1957, et sa retenue, le lac des Dix, sont situés dans le Val des Dix en Valais. En 1993 l'exploitant, la Grande Dixence SA, a mesuré le volume de sédiments accumulés dans la retenue depuis la mise en eau de la Dixence en 1935. Le lac des Dix reçoit l'eau de son bassin versant naturel ainsi que d'un grand nombre de prise d'eau latérales munies de déssableurs. Il n'est par conséquent pas aisé d'évaluer l'apport en sédiment du bassin versant naturel. La Grande Dixence SA (GD) l'estime à 50'000 m³ an⁻¹ (communication de GD) en se basant sur la mesure

du volume totale et des mesures de concentration dans les prises d'eau et les galeries d'adduction.

La capacité de rétention des sédiments a été calculée avec le bassin versant total de 350 km², car les bassins versants des prises d'eau latérales contribuent à l'apport en eau. La retenue à accumulation dont la capacité est de 400 mio m³ retient la quasi totalité des sédiments. La granulométrie des sédiments n'a pas été étudiée.

L'érosion annuelle moyenne calculée par rapport à la surface de 44 km² du bassin versant naturel se monte à 1'137 m³ km⁻² an⁻¹.

4.1.2.5 Grimsel

La retenue du Grimsel se situe tout en amont du bassin versant de l'Aar près du col du Grimsel. L'aménagement du Grimsel qui est doté de trois retenues (Oberaar, Grimsel, Räterichsboden) est exploité par les Kraftwerke Oberhasli SA (KWO). Les KWO ont exécuté une bathymétrie du lac du Grimsel en 1973. Le volume de sédiments déposé dans cette retenue depuis sa mise en eau en 1926 a alors été estimé à 2'800'000 m³ (Rüegsegger, 1981; communication des KWO).

Dans le calcul de la capacité de rétention des sédiments, il faut tenir compte du bassin versant naturel du lac d'Oberaar (21.1 km²) qui se trouve à l'amont du lac du Grimsel et l'alimente en partie de son eau. Le volume de 101.7 mio m³ de cette dernière retenue étant suffisamment grand, sa capacité de rétention des sédiments est proche de 100 %. Des courbes granulométriques des sédiments n'ont pas été établies.

Sur les 75 km² du bassin versant naturel, 911 m³ km⁻² an⁻¹ de sédiments sont érodés en moyenne chaque année.

4.1.2.6 La Fouly

La Fouly est une prise latérale de l'aménagement d'Emosson situé sur la Dranse de Ferret en Valais. Sa retenue a un volume non négligeable de 40'000 m³. La retenue et le dégraveur à l'amont sont dragués chaque année ce qui permet d'estimer le volume des alluvions. Il s'agit d'un volume annuel moyen de 15'000 m³ dans la retenue et d'un volume de 5'000 m³ de graviers extraits du dégraveur (communication Emosson SA).

Comme le bassin versant de la prise d'eau est très grand (49.1 km²) la capacité de rétention de la prise d'eau est de 67 % seulement. Rosset (1990) a fait une analyse granulométrique des sédiments dans le bassin de la Fouly. Ils sont composés de 7.2 % de limon, de 36.2 % de sable et de 56.7 % de gravillons ce qui donne une densité de 642 kg m⁻³.

L'érosion annuelle moyenne est de 414 t km⁻² an⁻¹ ou de 645 m³ km⁻² an⁻¹.

4.1.2.7 Les Toules

La retenue des Toules est située dans le Val d'Entremont à l'amont de Bourg-St-Pierre en Valais. Bezinge (1985) avait estimé le volume annuel de charriage déposé dans la retenue à 1'000 m³. Les Forces Motrices d'Orsière SA, qui exploitent l'aménagement, estiment l'apport en sédiments fins à 750 m³ par an (communication des Forces Motrices d'Orsière SA).

Avec un bassin versant de 40 km^2 et un volume de 20 mio m^3 , le bassin à accumulation des Toules a une capacité de rétention des sédiments de 100 %. Une analyse granulométriques des sédiments n'existe pas.

Chaque année, $44 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ an}^{-1}$ de sédiments sont érodés en moyenne dans le bassin versant naturel des Toules.

4.1.2.8 Luzzone

Le lac de Luzzone se situe au Tessin dans le Val Blenio et fait partie l'aménagement de Blenio exploité par les Officine Idroelettriche di Blenio SA (OFIBLE). Une série de bathymétrie a été exécutée pour déterminer le volume de sédiments déposé dans le lac depuis sa mise en eau en 1963. De la dernière mesure qui date de 1994, l'apport annuel moyen a été estimé à $35'600 \text{ m}^3$ (Sinniger, 1992; Sinniger et Boillat, 1995).

Avec 87 mio m^3 la retenue a suffisamment de volume pour retenir la quasi totalité de l'apport en sédiments.

Le LCH a fait une analyse granulométrique des sédiments dans le lacs lors de son étude en 1994. La densité apparente des sédiments a également été déterminée à l'aide de carottes prélevées dans la retenue (Sinniger et Boillat, 1995). Les sédiments qui ont été accumulés depuis 29 ans dans le lac contiennent 5 % d'argile, 75 % de limon et 20 % de sable. Il en résulte une densité de $1'237 \text{ kg m}^{-3}$, la densité apparente mesurée est de 782 kg m^{-3} .

L'érosion annuelle moyenne se monte à $1'208 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ou $976 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ an}^{-1}$ sur la surface du bassin versant qui est de 36.5 km^2 .

4.1.2.9 Malvaglia

Le bassin de Malvaglia est une retenue journalière, partie de l'aménagement de Blenio, qui se situe dans une vallée latérale du Val Blenio à l'amont de Biasca. Sur la base de levés bathymétriques effectués en 1994, le volume des alluvions accumulés dans la retenue était estimé à $300'000 \text{ m}^3$ (Glardon, 1994). De plus, trois dragages ont été exécutés dans le delta de l'affluent naturel de lac avant 1994 qui ont permis d'enlever chaque fois $50'000 \text{ m}^3$ de sédiments (Martini, 1996). Le volume total des dépôts, qui se sont accumulés dans le lac de Malvaglia depuis sa première mise en eau en 1960, est ainsi de $450'000 \text{ m}^3$.

Le volume de la retenue est de 4.1 mio m^3 ce qui est relativement peu pour un bassin versant de 56 km^2 . La capacité de rétention des sédiments égale 98 %.

Pour l'étude sur modèle de la modification de la prise d'eau de Malvaglia, des analyses granulométriques ont été exécutée (Sinniger, 1991). Les sédiments sont constitués de 75 % de limon et de 25 % de sable. La durée d'exploitation étant de 21 ans, la densité calculée est de $1'261 \text{ kg m}^{-3}$.

Il en résulte un taux d'érosion annuel moyenne de $492 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ou $390 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ an}^{-1}$.

4.1.2.10 Mattmark

La retenue et la digue de Mattmark se situent dans la vallée de Saas en amont de Saas Almagell en Valais. Sur mandat des Elektrizitätswerke Laufen AG (EGL) une bathymétrie a été faite dans la retenue en 1995 pour étudier de quelle manière les sédiments se déposent en

aval des embouchures des affluents. Par comparaison avec d'autres bassins versants, Willi (1996) estime l'érosion annuelle moyenne à $1'000 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2}$. Le volume des alluvions n'a jamais été calculé, car les profils en travers levés lors de la bathymétrie ne couvrent pas toute la surface du lac, mais se limite aux environs des embouchures des affluents naturels. L'auteur de la présente étude a évalué ce volume à $747'000 \text{ m}^3$. Cette estimation a été faite à l'aide du programme SURFER (Keckler, 1995) qui permet de calculer le volume entre deux surfaces définie par des points XYZ.

La capacité de rétention a été calculée avec le bassin versant total d'une surface de 88.4 km^2 , incluant celui d'une prise latérale. La retenue retient le cent pour cent des sédiments apportés par les affluents. Une analyse granulométrique n'a pas été faite pour les sédiments déposés dans la retenue de Mattmark.

L'érosion moyenne du bassin versant naturel de 37 km^2 est de $721 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ an}^{-1}$.

4.1.2.11 Mattsand

Mattsand est un bassin de compensation exploité par Alusuisse-Lonza AG situé dans le Mattertal en Valais. L'apport en sédiments annuel a été estimé sur la base de mesures effectuées lors des purges des dessableurs et des dégraveurs ainsi que du bassin de compensation lui-même pendant quatre ans (Fux, 1981; communication Alusuisse-Lonza AG). De cette estimation, il résulte un alluvionnement de $200'267 \text{ m}^3$ par an.

Le bassin de compensation de Mattsand draine une surface de 381 km^2 et possède un volume de $210'000 \text{ m}^3$. La capacité de rétention des sédiments n'est par conséquent que de 30 %.

Les analyses granulométriques montrent que les dépôts contiennent 16 % d'argile, 58 % de limon et 26 % de sable. Avec la purge annuelle, les sédiments n'ont pas le temps de tasser et ils ont une densité de $1'165 \text{ kg m}^{-3}$ seulement.

La quantité annuelle moyenne de sédiments érodés dans le bassin versant naturel est de $2'073 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ou de $1'780 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ an}^{-1}$.

4.1.2.12 Mauvoisin

Suite au grand volume d'alluvions accumulés dans la retenue un assainissement de la prise d'eau et de la vidange de fond du barrage de Mauvoisin situé dans le Val de Bagnes en Valais est devenue indispensable. Lors de la phase de planification de ce projet, le volume de sédiments déposé dans la retenue entre la première mise en eau en 1955 et 1995 a été évalué à 10 mio m^3 (Schleiss et al., 1996). L'aménagement de Mauvoisin comprend plusieurs prises d'eau dotées de dessableurs qui alimentent la retenue en eau et en sédiments fins. Il est par conséquent difficile d'estimer la part de l'apport en sédiments provenant du bassin versant naturel. L'auteur s'est basé sur les hypothèses et estimations suivantes :

- l'apport en sédiment spécifique est le même pour tous les bassins versants;
- Bezinge (1985) avait estimé le volume annuel de charriage déposé dans la retenue à $25'000 \text{ m}^3$;
- le charriage provient uniquement du bassin versant naturel, les sables et graviers des autres bassins versants étant interceptés aux prises d'eau latérales.

Ceci conduit à un apport en sédiments de $167\,799 \text{ m}^3$ provenant du bassin versant naturel et déposé dans la retenue de Mauvoisin. Schleiss et al. (1996) l'avaient estimé à 2.2 mm ($2200 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2}$).

La capacité de rétention des sédiments a été calculée pour le bassin versant total de 188.1 km^2 . Avec son volume de 180 mio m^3 le lac retient la totalité des sédiments.

Des courbes granulométrique des sédiments dans le lac ne sont pas connues de l'auteur. Par contre, il existe une analyse des dépôts dans la galerie d'amenée des prises d'eau. Ils sont constitués de 60 % de sable, 30 % de limon et 10 % d'argile ce qui conduit à une densité de $1\,320 \text{ kg m}^{-3}$. Une mesure de la densité apparente a donné $1\,450 \text{ kg m}^{-3}$.

L'érosion annuelle se monte à $1\,953 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ou $1\,479 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ an}^{-1}$ sur la surface du bassin versant naturel qui est de 113.5 km^2 .

4.1.2.13 Palagnedra

Palagnedra est situé dans les Centovalli au Tessin. C'est un bassin de compensation de l'aménagement de la Maggia exploité par les forces motrices du même nom. Après dix ans d'exploitation, l'alluvionnement avait atteint un point critique. A partir de ce moment, l'exploitant a procédé à des mesures régulières du volume d'alluvions. En 1968, après 15 ans d'exploitation, ce volume était de $1\,400\,000 \text{ m}^3$, ce qui donne un apport moyen de $93\,300 \text{ m}^3 \text{ an}^{-1}$. Une crue exceptionnelle en août 1978 a causé d'importants dégâts au bassin, au barrage et à la centrale. Lors des travaux de réhabilitation, une galerie de déviation des matériaux solide a été construite (Martini, 1981; Müller, 1996).

Malheureusement, la plus grande partie du bassin versant de Palagnedra se situe sur territoire italien. Les caractéristiques de la surface drainée par la retenue n'ont par conséquent pas pu être évaluées à l'aide de cartes Suisses. La présente étude ne tient par conséquent pas compte des mesures faites à Palagnedra.

4.1.2.14 Palü

La petite retenue Palü est située dans le Val Poschiavo à l'aval du Piz Palü. Confronté à des problèmes relatifs à l'alluvionnement de la retenue, l'exploitant, les Kraftwerke Brusio AG, avait décider de vider le lac des sédiments et d'adapter les consignes d'exploitation pour éviter l'ensablement. Un bureau d'ingénieurs a été mandaté pour établir le programme de vidange du lac (Willi et Job, 1991; Straub AG, 1995). Au début de l'étude un bilan des matériaux déposés dans le lac depuis 1927 a été établi. Il y avait $160\,000 \text{ m}^3$ de dépôts dans la retenue et $173\,000 \text{ m}^3$ dans le dégraveur à l'amont du lac. $175\,000 \text{ m}^3$ de sédiments ont été évacués par des purges.

La retenue d'un volume de $225\,000 \text{ m}^3$ et d'un bassin versant naturel de 16.6 km^2 possède une capacité de rétention des sédiments de 95 %.

Des analyses granulométriques des sédiments ne sont pas connues de l'auteur.

La quantité de sédiments érodés est de $501 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ an}^{-1}$.

4.1.2.15 Pfaffensprung

Pfaffensprung est une petite retenue journalière sur la Reuss à l'aval de Wassen. Elle fait partie de l'aménagement d'Amsteg et de Wassen qui sont exploités par les CFF et les Centralschweizerische Krafwerke AG (CKW). Après 20 ans d'exploitation sans purge, le lac a été purgé régulièrement les derniers 15 ans et toutes les alluvions ont été évacuées progressivement. Les CFF estiment l'apport en sédiments à 5'000 m³ par année (communication des CFF). Il existe cependant une galerie de dérivation des sédiments ce qui rend difficile l'estimation des apports réels, raison pour laquelle ce bassin versant n'a pas été analysé par la suite.

4.1.2.16 Räterichsboden

Le lac de Räterichsboden est une des retenues de l'aménagement du Grimsel (cf. paragraphe Grimsel ci-dessus). Les KWO ont évalué le volume des alluvions accumulées dans le lac depuis sa mise en eau en 1950 sur la base de levés bathymétriques effectués en 1974. Ces mesures ont donné un volume de 398'163 m³ (communication des KWO). La capacité de rétention des sédiments de la retenue qui a un contenu de 26.3 mio m³ est de 100 %. Pour la calculer, le bassin versant total de 93.2 km² a été pris en compte, car les retenues du Grimsel et Oberaar alimentent le lac de Räterichsboden. Il n'existe pas de courbes granulométriques des sédiments.

Le taux d'érosion annuel moyen du bassin versant de 18.2 km² est de 914 m³ km⁻² an⁻¹.

4.1.2.17 Rempen

Rempen est la retenue du palier inférieur de l'aménagement de Wägital qui est exploité par les Kraftwerke Wägital. Elle est située sur le Wägitaler Aa qui est un affluent de la rive gauche du lac de Zurich. Avant 1984, des purges régulières ont été exécutées, mais elles ont dû être abandonnées à cause des dégâts causés à l'environnement. Un bureau d'ingénieurs a été mandaté pour trouver une solution alternative à l'élimination des sédiments. Le volume des alluvions a été estimé à partir des résultats de mesures bathymétriques exécutées en 1990 et après chaque purge. Selon cette estimation, l'apport annuel moyen en sédiments est de 7'250 m³ (Basler & Hofmann, 1994).

Le bassin de Rempen a un volume de 0.5 mio m³ et draine un bassin versant de 83 km², y inclus le bassin versant naturel du lac de Wägital à l'amont. Il possède donc une capacité de rétention des sédiments de 82 %.

Une analyse granulométrique des sédiments montre qu'ils contiennent 2 % d'argile, 47 % de limon et 51 % de sable. Pendant onze ans, les dépôts ont pu s'accumuler dans le lac, car les purges étaient interdites. Le calcul de la densité apparente donne une valeur de 1'341 kg m³ tandis que les mesures donnent une valeur de 1'100 kg m³.

Les alluvions déposées dans la retenue de Rempen proviennent tous de son bassin versant naturel qui a une surface de 40 km², car l'apport du bassin versant drainé par le lac de Wägital est entièrement déposé dans ce dernier (cf. paragraphe Wägital ci-dessus). L'érosion annuelle est donc égale à 296 t km⁻² an⁻¹, en tenant compte de la densité calculée, ou 221 m³ km⁻² an⁻¹.

4.1.2.18 Rossinière

Le lac du Vernex créé par la retenue de Rossinière se situe sur la Sarine dans le Pays d'Enhaut près de Château-d'Œx dans le canton de Vaud. L'exploitant, les Entreprises Electriques Fribourgeoises (EEF), a lancé une étude sur la problématique de l'alluvionnement de la retenue. Amstutz (1997) a évalué le volume moyen des apports en sédiments basé sur la base de plusieurs bathymétries (1980, 1981, 1982, 1992 et 1994) à $36'360 \text{ m}^3 \text{ an}^{-1}$ sur les 22 ans d'exploitation depuis 1972. En moyenne $10'000 \text{ m}^3$ de matériaux sont en outre extrait annuellement à l'amont du lac par cinq exploitations de gravier dans le lit de la Sarine. Les crues des années 81 et 82 ont déposé des volumes de sédiments plus importants dans la retenue : $117'000$ et $112'400 \text{ m}^3$ respectivement.

La capacité de rétention des sédiments a été évaluée à 86 % pour lac du Vernex qui a un contenu de 2.9 mio m^3 et un bassin versant de 370 km^2 .

En 1995, le LCH a également établi une courbe granulométrique des sédiments dans la retenue de Rossinière. Ils sont constitués de 10 % d'argile, de 70 % de limon et de 20 % de sable (Amstutz, 1997). Il en résulte une densité apparente de $1'172 \text{ kg m}^{-3}$ et un apport annuel en sédiments de $54'334 \text{ t}$.

L'érosion moyenne annuelle dans le bassin versant du lac du Vernex se monte à $171 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ou $146 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ an}^{-1}$.

4.1.2.19 Solis

Solis est un bassin de compensation situé sur l'Albula proche de Tiefencastel aux Grisons. Les Elektrizitätswerke Zernez ont fait exécuter des bathymétries pour évaluer le volume de l'alluvionnement. Ces bathymétries ont été réalisées en juillet et septembre 1987 et en 1993. Le volume de sédiments déposé dans la retenue durant cette période de 6 ans est égal à $572'600 \text{ m}^3$. La crue extrême de 1987 a apporté $250'000 \text{ m}^3$ de matériaux solides (Breu, 1993).

La capacité de rétention des sédiments du bassin de compensation d'une capacité de 2 mio m^3 , est de 63 % seulement, car l'apport annuel en eau du bassin versant d'une surface de 874 km^2 est considérable. La granulométrie des sédiments n'a pas été étudiée.

Le taux d'érosion annuel moyen se monte à $172 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ an}^{-1}$.

4.1.2.20 Sufers

La retenue de Sufers se trouve sur le Hinterrhein à l'amont de Thusis dans le canton des Grisons et est exploité par les Krafwerke Hinterrhein AG. Une bathymétrie a été levée en 1986 pour évaluer l'importance des dépôts qui devait en parti servir à la construction de la digue pour la route nationale traversant le lac. Le volume des alluvions déposés depuis la mise en eau de Sufers en 1962 est de $958'000 \text{ m}^3$ (Ardüser et Staubli, 1996; communication des Kraftwerke Hinterrhein AG). Avec son volume de 18.3 mio m^3 la retenue retient 99 % des sédiments.

$192 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ an}^{-1}$ de sédiment sont érodés en moyenne annuellement sur le bassin versant d'une surface de 194.8 km^2 .

4.1.2.21 Wägital

Le lac de Wägital est la retenue principale de l'aménagement du même nom dans le Canton de Schwyz (cf. paragraphe Rempen ci-dessus). Dans leur étude d'une solution aux problèmes d'alluvionnement de Rempen, Basler & Hofmann (1994) citent une estimation de l'apport annuel moyen en sédiments dans le lac de Zurich par le Wägitaler Aa. Le volume déposé chaque année dans le lac de Wägital est évalué à 12'000 m³. Les sédiments apportés sont intégralement retenus, car le contenu du lac est de 150 mio m³ et le bassin versant a une surface de seulement 43 km². Il n'existe pas de courbe granulométrique caractérisant les dépôts.

L'érosion annuelle moyenne dans le bassin versant de Wägital s'élève à 279 m³ km⁻² an⁻¹.

Un résumé des mesures d'alluvionnement se trouve dans l'annexe A.1.

4.1.3 Validité des mesures

Comme toute mesure, la mesure du volume de sédiments dans une retenue est affectée d'erreurs en relation avec la précision des appareils et des procédés utilisés.

Pour les relevés bathymétriques, les erreurs de mesure sont de l'ordre de ± 5 cm pour la détermination de l'altitude d'un point (communication de Straub AG). Sur l'ensemble des points nécessaires pour déterminer le volume des alluvions dans un lac, la précision est plus grande. Néanmoins, le volume de sédiments déposé ne peut être estimé qu'à quelques milliers de mètres cubes près. En outre, la limite entre eau propre et alluvions ne peut pas être clairement différencié par les appareils. La première couche des dépôts sédimentaires est en fait rien d'autre que de l'eau avec une grande concentration de sédiments.

La mesure du volume d'alluvions par photogrammétrie ou par levés topographiques classiques est plus précise que par bathymétrie. Mais pour pouvoir exécuter ces mesures, le lac doit être vidé et il est difficile de déterminer le volume de sédiments évacué lors de la vidange et la consolidation des dépôts.

Le prélèvement d'échantillons d'eau lors des purges pour déterminer la concentration de solides perturbe l'écoulement. En raison de cette perturbation, il n'est pas sur que la concentration mesurée soit représentative de la concentration solide dans l'écoulement (Walling, 1994). En outre, ces mesures se font en général à la main à des intervalles de temps relativement grands. Les variations et la pointe de concentration ne sont pas forcément saisies lors de la mesure ce qui conduit à des erreurs lors de l'estimation du volume de sédiments.

La densité apparente du volume de sédiment déterminé peut également varier suivant la méthode de mesure et le type d'exploitation de la retenue. Des dépôts qui restent en permanence immergés dans l'eau, ne dépassent que rarement la densité de l'eau (Sinniger et Boillat, 1995), tandis que lors d'une vidange, les dépôts peuvent se consolider et atteindre la densité apparente du sol en place. L'équation (4.4) n'est qu'une formule empirique qui donne une indication approximative de la densité apparente des alluvions. Pour le calcul de l'érosion spécifique du bassin versant, il faudrait encore tenir compte du fait que le sol en place est généralement plus compact que les alluvions. Mais la densité apparente du sol en place est également variable est difficilement estimable.

Aux erreurs de mesure discutées ci-dessus, s'ajoute l'incertitude sur la détermination de la part de sédiments provenant des prises d'eau latérales pour les aménagements hydroélectriques plus complexes. Comme dans le cas de l'aménagement de Mauvoisin, de nombreuses hypothèses doivent être admises pour établir une répartition de l'apport en sédiments entre les différents sous-bassins versants.

Lors de l'analyse statistique des taux d'érosion calculés sur la base des mesures du volume des alluvions dans les retenues, il faut être conscient de ces erreurs de mesure et de l'imprécision des valeurs déterminées. Basé sur les remarques ci-dessus l'auteur estime que les erreurs peuvent atteindre 10 à 20 %.

4.1.4 Comparaison avec d'autres mesures

Les données d'apport en sédiments des retenues suisses présentées sous 4.1.2 ont été comparées avec des valeurs issues de la littérature. Il faut mentionner ici les relevés bathymétriques des deltas dans les lacs des Pré-Alpes suisses exécutés par Lambert (Lambert, 1983 et 1992). L'étude sur l'alluvionnement des retenues siciliennes ainsi que des retenues autrichiennes (Lauffer et Sommer, 1982; Tamburino et al, 1990; Tschada et Hofer, 1990; Sametz et al, 1992; Vriens, 1996; Vigl et Pürer, 1996; Hofsiedeldinger, 1997). L'érosion dans les bassins versants de retenues espagnoles a été étudiée selon la démarche adoptée dans la présente recherche (Avendaño Salas et al., 1995; Sanz Montero et al., 1996). Rissler (1997) cite quelques études d'alluvionnement de retenues exécutées dans différentes régions montagneuses du monde entier.

Tous les volumes d'apport en sédiments, reportés sur la Figure 4.2 en fonction de la surface du bassin versant, sont comparables. Il faut cependant mentionner deux exceptions :

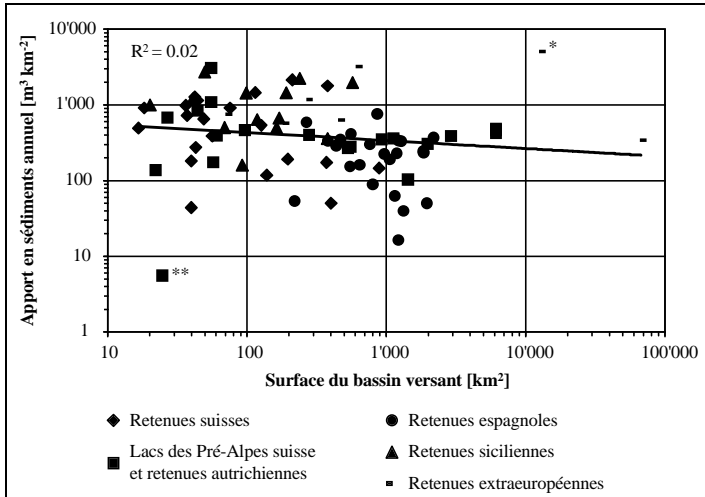


Figure 4.2 : Comparaison de l'apport annuel spécifique en sédiments en fonction de la surface du bassin versant dans des régions montagneuses.

- Le point marqué d'une étoile (*) correspond à l'apport en sédiments dans une retenue indienne dans une région de Læss. La grande érodibilité de ce type de sol et le climat particulièrement agressif (régime de mousson avec périodes de sécheresse) conduisent à un apport en sédiment particulièrement élevé.
- Le point marqué de deux étoiles (**) représente l'apport en sédiment d'une prise d'eau d'un aménagement autrichien. Probablement la capacité de rétention des sédiments de l'ouvrage est très faible. Si tel était le cas, la plus grande partie des sédiments n'est pas prise en compte ce qui expliquerait la valeur particulièrement petit de l'apport en sédiment de ce bassin versant.

Comme il est en général admis qu'il existe une relation entre l'apport en sédiments et la taille du bassin versant (Avendaño Salas et al., 1995; Sanz Montero et al., 1996), la courbe de tendance potentielle a également été tracée sur le graphique de la Figure 4.2. Elle montre qu'il n'y a pas de corrélation significative entre l'apport en sédiments et la surface du bassin versant ($R^2 = 0.02$). La corrélation ne s'améliore guère et reste loin d'être significative, lorsque l'analyse se restreint à une région spécifique. Pour les bassins versants alpins suisses par exemple, le coefficient de corrélation de la courbe de tendance potentielle vaut $R^2 = 0.03$.

4.2 Caractéristiques des bassins versants

La quantification des paramètres influant sur l'érosion hydrique est indispensable pour l'établissement d'un modèle d'érosion basé sur la mesure des apport en sédiments. Pour pouvoir développer une méthode d'estimation de l'apport sédimentaire qui soit simple à appliquer, les paramètres du modèle doivent pouvoir être évalués à l'aide de documents disponibles au public. Des indications sur la pluie, la topographie, la couverture végétale, la géologie et les propriétés du sol ainsi que sur les glaciers des bassins versants des retenues étudiés peuvent être recherchée sur les cartes nationales ou dans les annuaires de stations des mesure.

Une étude de corrélation entre les différentes caractéristiques des bassins versants et l'apport en sédiments dans les retenues est prévu dans le cadre de la présente recherche. Elle est destinée d'une part à déterminer les paramètres qui jouent le plus grand rôle dans les processus d'érosion hydrique et de vérifier, si les surfaces couvertes de végétation peuvent être négligées dans un modèle d'érosion à l'échelle du bassin versant.

4.2.1 Cartes et documents utilisés et leur interprétation

Les principales sources de données sont :

- les cartes nationales au 1 : 25'000 ou au 1 : 50'000 (Service Topographique, S+T);
- l'atlas hydrologique de la Suisse (Spreafico et al., 1992);
- le serveur informatique du Institut Suisse de Météorologique (ISM);
- la base de donnée GEOSTAT de l'Office Fédéral de la Statistique (OFS) qui contient des informations géographiques sous forme de cartes digitale (OFS, 1993);
- les mesures de la longueur des glaciers exécutées par la Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie (VAW) de l'Ecole Polytechnique Fédérale de Zurich (communication de M. Hölzle, VAW).

Les contours des bassins versants étudiés ont été digitalisés sur la base des cartes nationales au 1 : 25'000 ou au 1 : 50'000 (S+T) pour pouvoir interpréter les cartes digitalisées de GEOSTAT à l'aide d'un système d'information géographique (SIG). Les surfaces des bassins versants digitalisés ont été comparées avec les valeurs données par les exploitants des aménagements hydroélectriques pour contrôler, si les limites des bassins ont été définies correctement. L'erreur admise sur la surface est de $\pm 10\%$.

4.2.1.1 Topographie

La pente moyenne et les altitudes maximale, minimale et moyenne peuvent être déterminées pour chaque bassin versant à l'aide de l'atlas hydrologique. Le pourcentage de la surface du bassin versant avec une pente inférieure à 3 % ou supérieure à 15 % peut également être trouvé dans ce document.

La base de données GEOSTAT contient également des informations sur la topographie de la Suisse. Il s'agit de l'altitude, de la pente et de l'orientation de tous les points d'une grille de cent mètres de côté. Les altitudes ont été interpolées à partir du MNT RIMINI qui est basé sur une grille de 250 m de côté. La pente et l'orientation des mailles ont été déterminées sur la base de ce modèle numérique de terrain (OFS, 1993).

Les cartes d'altitudes, de pentes ou d'orientations peuvent être superposées aux limites des bassins versants à l'aide du système d'information géographique (SIG) IDRISI (Eastman, 1997). Le programme permet alors, par exemple, de calculer la pente moyenne, d'extraire les surfaces avec une pente supérieure à X % ou de calculer l'altitude moyenne de tous les versants sud.

La pente moyenne des surfaces sans végétation a ainsi pu être déterminée en superposant la carte des pentes à la carte de couverture végétale.

4.2.1.2 Pluie

Pour la présente recherche, l'hypothèse d'une pluie constante sur toute la surface du bassin a été admise. Comme il existe rarement plus d'une station pluviométriques sur le même bassin versant, les variations locales des précipitations en montagne ne sont pas saisies. A cause des phénomènes météorologiques locaux particuliers, une interpolation entre plusieurs stations pluviométriques situées dans la région du bassin versant peut également conduire à une sur- ou une sous-estimation des précipitations. Pour une première approche, l'hypothèse simplificatrice de la pluie uniforme semble acceptable.

Hauteur de pluie annuelle moyenne

Pour l'atlas hydrologique de la Suisse, des cartes iso-hyètes ont été établies par interpolation entre les nombreuses stations pluviométriques. Cette interpolation tient compte de la variation de la pluie avec l'altitude.

La hauteur de pluie annuelle moyenne peut être lue sur la carte des iso-hyètes correspondante de l'atlas hydrologique. A partir des valeurs maximale et minimale de cette moyenne sur le bassin versant ainsi que des altitudes maximale et minimale, la hauteur de pluie annuelle moyenne correspondant à l'altitude moyenne du bassin versant a été calculée en tenant compte de la variation de la pluie avec l'altitude. L'augmentation de la hauteur de précipitation a été admise égale à 0.8 mm par mètre de dénivelé, comme proposé dans l'atlas hydrologique.

Les mesures de toutes les stations pluviométriques sont disponibles sur le serveur informatique de l'ISM. A la plupart des stations, les mesures se font sur une base journalière depuis le début du siècle. Pour chaque bassin versant, les moyennes annuelle et mensuelle des stations se situant dans le bassin versant ou à proximité ont été extraites.

Erosivité selon l'USLE

Pour pouvoir calculer l'érosivité annuelle de la pluie d'après l'USLE (équations (2.7), (2.8) et (2.42)), les mesures des stations ANETZ se situant sur le bassin versant ou à proximité ont été extraites du serveur de l'ISM. Ces stations mesurent la hauteur de pluie et d'autres grandeurs climatiques en continu, mais le réseau de ces stations est moins dense que celui des pluviomètres à base journalière. La plupart des stations ANETZ ont été mises en service vers la fin des années 80. Des séries de mesure des précipitations sur environ 15 ans étaient ainsi disponibles pour neuf des 20 bassins versants étudiés, à intervalle de temps de 10 min.

Les séries de pluie ont été séparées en averses en utilisant le programme CODEAU (De Souza et al., 1994) en posant les conditions suivantes :

- Entre deux averses, il faut avoir une période sans précipitation d'au moins six heures (Hurni, 1982).
- La hauteur de pluie doit dépasser 12.5 mm pour provoquer de l'érosion (Auerswald, 1984; Viani, 1986).

Les conditions de séparation des averses ci-dessus ont été établies pour la version originale de l'USLE et elles devraient être modifiées sur la base des connaissances acquises dans le domaine de l'érosion du sol. La deuxième condition concernant le début d'érosion serait à coupler avec une intensité minimale au lieu d'un volume minimal (Viani, 1986).

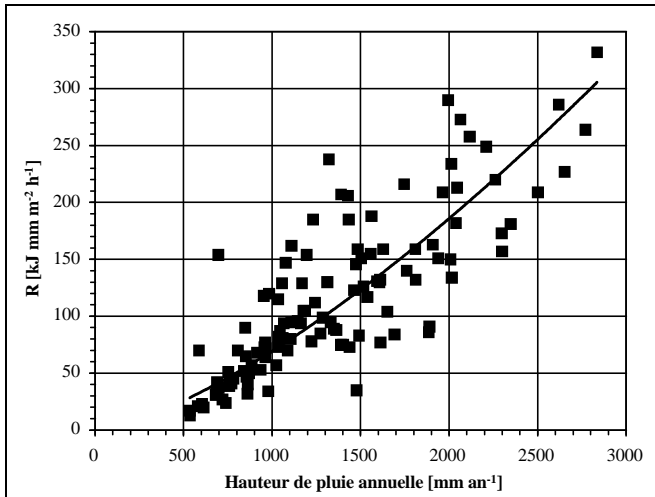


Figure 4.3 : Ajustement entre l'érosivité calculé et la hauteur de pluie annuelle moyenne (équation 4.8).

Pour chaque station ANETZ, l'érosivité a ensuite été calculée selon les équations (2.7), (2.8) et (2.42) pour chacune des 15 années de mesure. L'érosivité moyenne a également été calculée.

Une fonction potentielle a été ajustée statistiquement entre l'érosivité calculé et la hauteur de pluie annuelle moyenne pour pouvoir évaluer l'érosivité annuelle moyenne de bassins versants sans station ANETZ (cf. Figure 4.3).

$$R_f = 0.0037 \cdot H^{1.4229} \dots\dots\dots (4.8)$$

avec : R_f : érosivité annuelle moyenne [$\text{kJ mm m}^{-2} \text{h}^{-1}$]

H : hauteur de pluie annuelle moyenne [mm].

Ce genre d'ajustement est souvent utilisé pour pouvoir déterminer l'érosivité de toute une région à partir de quelques mesures pluviométriques précises locales (Auerswald, 1984). Le grand désavantage de cette méthode est le fait qu'elle ne tient pas compte de la durée des averses.

4.2.1.3 Couverture végétale

GEOSTAT contient une carte d'utilisation du terrain basée sur le recensement statistique de la superficie de la Suisse de 1978 et 1985. Sur des photographies aériennes, l'utilisation du terrain au point d'intersection de la grille à cent mètres a été déterminée et ensuite cette utilisation a été attribuée à une maille entière de la grille (OFS, 1993).

La carte d'utilisation du terrain distingue 24 classes d'utilisation (OFS, 1993). En superposant cette carte avec les bassins versants digitalisés dans IDRISI, le pourcentage de la surface du bassin versant occupé par chaque type d'utilisation a pu être déterminé. Un exemple de carte d'utilisation du terrain se trouve à la Figure 4.4.

Ensuite, les 24 classes ont été regroupées dans les catégories suivantes :

- a) surfaces boisées résume les classes "forêt dense", "forêt clairsemée", "forêt buissonnante" et "autres surfaces boisées";
- b) les terrains agricoles contiennent les classes "viticulture", "arboriculture fruitière", "horticulture" et "prés et terres arables";
- c) les pâturages regroupent les classes "pâturages locaux", "mayens et alpages fauchés" et "alpages pâturés";
- d) les classes "lacs" et "cours d'eau, berges";
- e) la classe "végétation improductive";
- f) la classe "surfaces sans végétation";
- g) zones de construction regroupe les classes "surfaces de bâtiments", "bâtiments industriels", "terrains attenants aux industries", "surfaces d'infrastructure spéciale", "espaces verts et lieux de détente", "aires routières", "aires ferroviaires" et "aérodromes".

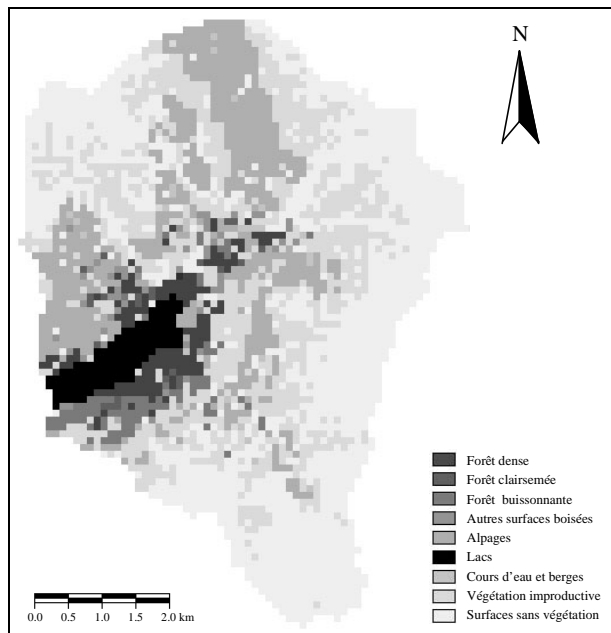


Figure 4.4 : Carte d'utilisation du terrain du bassin versant de Luzzone.
Bases de la carte : Statistique de la superficie 1978/85, OFS GEOSTAT.

Les catégories a), c) et e) ont un couvert végétal qui est susceptible de protéger le sol de l'érosion. Dans les catégories d) et g) il n'y a pas d'érosion hydrique.

Les surfaces de la catégorie f) "surfaces sans végétation" sont les plus érodibles, car elles ne sont pas protégées par un couvert végétale. L'utilisateur de ces données doit cependant être conscient, que cette classe regroupe toutes sortes de surfaces sans végétation. Elle contient les surfaces recouvertes de glaciers et de névés et les surfaces de rocher nu où les phénomènes d'érosion ne sont pas les mêmes que pour l'érosion hydrique.

Dans la catégorie b) "terrains agricoles", le pourcentage de couverture n'est souvent pas assez élevé - surtout sur les champs et les vignes - pour procurer au sol une protection contre l'érosion hydrique. En outre, les champs ne possèdent pas de couvert végétal pendant les périodes pluvieuses de printemps et d'automne. Par contre, cette catégorie représente en général une faible partie de l'utilisation des bassins versants alpins étudiés qui se trouvent en moyenne à 2000 m s.m.

4.2.1.4 Géologie et propriétés des sols

La base de données GEOSTAT contient deux cartes digitalisées avec des indications sur la géologie et les propriétés des sols. La première est la carte de l'aptitude des sols qui a été établie pour déterminer leur utilisation agricole appropriée (Häberli et al., 1980; OFS, 1993). La deuxième est la carte géotechnique simplifiée de la Suisse qui donne des indications sur les propriétés géotechniques des sols (OFS, 1993).

Les deux cartes ont été traitées dans le programme IDRISI. Les bassins versants digitalisés ont été superposés à ces deux cartes pour déterminer le pourcentage de surface couvert par chaque type de sol.

Carte d'aptitude des sols

La carte de l'aptitude des sols donne des indications sur la minéralogie (type de la roche mère), la pédologie, l'épaisseur de la couche de sol, la fraction granulométrique avec un diamètre supérieur à 2 mm, la perméabilité, la profondeur de la couche saturée et la pente du terrain. Les types de sols présents dans les bassins versants sont les "poudingues", les "alluvions des vallées alpines étroites", les "Flysch et Bündnerschiefer", les "formations calcaires", les "granites et orthogneiss", les "paragneiss", les "glaciers, névés, rochers et autres domaines alpins improductifs pour l'agriculture et la sylviculture".

Pour comprendre la description des types de sol donnée ci-dessous, le lecteur ne doit pas oublier qu'ici les termes paragneiss ou Flysch ne désignent pas un massif rocheux, mais un sol qui est un produit d'altération de paragneiss ou de Flysch.

La plupart de ces sols sont des sols bruts avec peu d'activité biologique. La couche de sol dépasse rarement 90 cm (sols de profondeur moyenne) et elle est en général pierreuse (jusqu'à 50 % d'éléments plus grands que 2 mm). Les "alluvions des ..." ont une perméabilité élevée (environ 10^{-3} cm s⁻¹), les "Flysch et Bündnerschiefer" sont peu perméables (10^{-5} cm s⁻¹), les "formations calcaires" et les "poudingues" sont de perméabilité légèrement ralentie (10^{-4} cm s⁻¹), tandis que les "granites et orthogneiss" ainsi que les "paragneiss" ont une bonne perméabilité (10^{-2} cm s⁻¹). Les "alluvions des ...", les "poudingues", les "Flysch et Bündnerschiefer" peuvent être faiblement mouillés. Les autres types de sols sont en général secs.

La classification selon la pente peut être faite avec plus de précision dans le modèle numérique de terrain.

Avec la description des sols donnée ci-dessus, les types d'aptitude des sols ont été reclassés dans les catégories suivantes :

- La catégorie "sols érodibles" regroupe tous les sols sensibles à l'érosion hydrique. Les "alluvions des ..." sont des matériaux meubles qui peuvent avoir une granulométrie fine et une faible perméabilité (les types désignés par R1, R3 et R4 dans GEOSTAT uniquement). Les "poudingues", les "Flysch et Bündnerschiefer" sont des sols peu à très peu perméables et de roche mère très altérable. Le type "glaciers, névés, ..." sont des surfaces sans protection contre l'agressivité climatique et incluent entre autres les moraines des glaciers qui sont des matériaux très érodibles.
- La catégorie "sols moyennement érodibles" comprend les sols du type "formations calcaires" qui ont une faible perméabilité. La roche mère est assez résistante à

l'altération. Cette catégorie inclut également les "alluvions des ..." de granulométrie grossière qui ont une bonne perméabilité (types désignés par R2 et R5 dans GEOSTAT).

- La catégorie "sols peu érodibles" contient tous les sols à base cristalline dont la roche mère ("granit et orthogneiss", "paragneiss") ne s'altère que lentement. Ces sols ont une perméabilité élevée et une granulométrie plutôt grossière.

Carte géotechnique simplifiée

La carte géotechnique simplifiée de la Suisse donne une classification des sols selon leur pétrographie et leurs propriétés géotechniques. Ces informations ont été rassemblées pour définir les terrains à bâtir et les lieux d'extraction des matériaux de construction. Les classes de sol définies dans la carte d'origine ont été regroupées sur la carte digitale. Ce regroupement rassemble des unités géotechniques semblables, pour autant qu'elles aient un comportement géomorphologique similaire (OFS, 1993).

Pour les roches meubles, la carte géotechnique digitale contient les informations suivantes :

- les principales classes granulométriques;
- la pente de la courbe granulométrique;
- la stratification;
- la perméabilité;
- la stabilité;
- le risque de glissement de terrain.

Pour les roches, elle contient des indications sur :

- les principaux types de roches de la classe;
- les principaux minéraux;
- la probabilité de formation de clivage;
- la circulation d'eau (fissures, pores, karst, pas de circulation);
- les vitesses de dégradation mécanique et chimique;
- les classes granulométriques issues de l'érosion mécanique de la roche;
- le risque d'éboulement.

En tenant compte des propriétés influant sur l'érosion, les trente classes de sol de la carte géotechnique simplifiée ont été regroupées dans trois catégories :

- Les matériaux meubles qui sont tous relativement érodibles.
- Les roches se dégradant rapidement en des particules fines à très fines et qui sont également érodibles.
- Les roches se dégradant très lentement ou dans des particules grossières qui sont peu érodibles.

4.2.1.5 Glaciers

Le pourcentage de surface du bassin versant couvert par des glaciers est indiqué dans l'atlas hydrologique de la Suisse.

Sur les surfaces couvertes par la glace, il n'y a cependant pas d'érosion par la pluie et le ruissellement et le glacier lui-même contribue peu à l'érosion (Small, 1987a). Les moraines qui sont exposées sans protection à l'érosion hydrique après le retrait du glacier sont par contre des sols très érodibles (Fenn, 1987).

La plupart des grands glaciers de Suisse ont été observé par la VAW depuis la fin du siècle passé ou le début de ce siècle. Les mesures se font en général chaque année et concernent la variation de longueur du glacier qui peut être admise proportionnelle à la variation de la surface du glacier. La longueur totale du glacier a également été déterminée au moins une fois pendant ces cents ans de mesure (communication VAW).

Avec les données extraites du serveur de la VAW, la variation de la longueur annuelle moyenne des glaciers a pu être calculée. Cette variation a été rapportée à la longueur du glacier pour obtenir la variation relative en pour-cent. Une valeur négative correspond à un retrait du glacier.

Sur les bassins versants étudiés se trouvent souvent plusieurs glaciers. La variation relative des glaciers du bassin versant entier a été calculée comme la moyenne des variations relatives de tous les glaciers et comme la somme des variations relatives de tous les glaciers. Cette dernière valeur semble plus appropriée comme paramètre explicatif de l'érosion hydrique, car les surfaces de moraine libérées par les glaciers s'additionnent.

4.2.1.6 Température

La température annuelle moyenne sur le bassin versant est utilisée dans la méthode de Gavrilovic (cf. paragraphe 2.3.1). Ce paramètre ainsi que la température moyenne mensuelle ont par conséquent été déterminés que pour les cinq bassins versants qui ont fait l'objet de campagnes de terrain.

Des mesures en de la température sont disponibles aux stations climatiques de l'ISM qui fournissent également les valeurs moyennes annuelles et mensuelles pour chaque année de mesure, depuis la mise en service de ces stations dans les années 80. Ces valeurs peuvent ensuite être moyennées sur les 15 ans environ de la série de mesure.

Quatre des bassins versants disposent d'une telle station sur leur territoire ou à proximité. Pour Gebidem, les stations climatiques choisies pour déterminer la température annuelle moyenne sont assez éloignées du bassin versant, mais se trouvent à une altitude qui est proche de l'altitude moyenne du bassin versant.

Selon Christiane Montavon du Laboratoire de Système Énergétique de l'EPFL (communication personnelle) la variation de la température avec l'altitude est de -0.8 °C par 100 m de dénivelé environ. Cette valeur correspond au gradient de température à des altitudes entre 1000 et 5000 m s.m. pour des situations météorologiques relativement stables. Avec cette indication, les températures moyennes annuelles et mensuelles à l'altitude moyenne du bassin versant peuvent être déterminées.

4.2.1.7 Longueur des affluents

La longueur du cours d'eau principal du bassin versant et la longueur cumulée des affluents doivent également être connues pour une application de la méthode de Gavrilovic.

Ces grandeurs ont été mesurées sur les cartes nationales au 1 : 25'000 des cinq bassins versants choisis pour les campagnes de terrain à l'aide d'un curvimètre.

Un résumé des caractéristiques des bassins versants des retenues étudiées se trouve sous forme de tableaux à l'annexe A.1.

4.2.2 Discussion

Toutes les caractéristiques évaluées des bassins versants représentent des valeurs moyennes. Les caractéristiques des précipitations ont été interpolées pour toute la surface du bassin versant à partir de quelques mesures ponctuelles. La topographie est représentée par la pente moyenne de tout le bassin versant ou d'une partie de sa surface. La classification des sols en différents types a été faite en définissant des gammes de valeurs de leurs propriétés physiques pour chaque type de sol. Dû à l'étendue non nulle de ces gammes, deux sols d'un même type peuvent avoir des combinaisons de valeurs très différentes.

La méthode utilisée pour déterminer l'érosivité de la pluie aux stations ANETZ néglige le fait que les précipitations en altitude tombent sous forme de neige pendant une grande partie de l'année (octobre à mai). Ces précipitations ne développent pas d'énergie érosive quand elles tombent, mais plus tard lors de la fonte de neige lorsque les débits de ruissellement sont souvent plus élevés que pendant une averse.

L'érosivité annuelle moyenne des bassins versants non équipés de station ANETZ a été déterminée à l'aide d'un ajustement statistique sur peu de points. Ces points représentent l'érosivité calculé à l'aide d'une formule empirique basée sur les mesures des quelques stations ANETZ. La valeur de l'érosivité est donc une estimation relativement grossière.

En outre, les cartes utilisées ont souvent été établies pour d'autres objectifs. Par exemple la carte d'utilisation du terrain n'est rien d'autre qu'une statistique de l'utilisation agricole du terrain. Par conséquent, la catégorie "terrains sans végétation" contient aussi bien les surfaces de roche compacte que les surfaces couvertes de moraine très érodible. Pour pouvoir distinguer ces différences, une analyse de photographies aériennes serait nécessaire. Jahn (1990) a fait des bonnes expériences avec cette méthode, mais elle est coûteuse et nécessite beaucoup de temps. La classification des sols de la carte d'aptitudes des sols et celle de la carte géotechnique simplifiée n'ont pas non plus été faites pour une analyse d'érodibilité. Cependant elles contiennent la plupart des indications nécessaires pour un reclassement des sols en fonction de l'érodibilité. Néanmoins, cette classification reste approximative.

En conclusion de ce qui précède, la paramétrisation des processus d'érosion hydrique ne peut être déterminée de manière très précise à partir des caractéristiques évaluées. Le modèle d'érosion développé à l'aide de cette étude des caractéristiques des bassins versants permettra uniquement une estimation grossière de l'apport en sédiments. Il offrira cependant l'avantage d'une estimation rapide ne nécessitant pas un grand investissement de temps.

4.3 Etudes sur l'érosion réalisées ou en cours de réalisation

Les essais en laboratoire avec simulateur de pluie prennent beaucoup de temps. Pour augmenter le nombre de mesures, il est dès lors intéressant de pouvoir utiliser les résultats d'autres projets de recherche sur l'érosion de surface réalisées dans des conditions similaires à celles de la présente étude. Ainsi, la gamme des valeurs prises par différents paramètres étudiés pourra être élargie. La comparaison avec les résultats d'autres études permet également de vérifier la cohérence des essais en laboratoire.

4.3.1 Etudes choisies

Quatre études sur l'érosion où le ruissellement de surface, se basant sur les résultats d'essais avec simulateur de pluie et concernant le milieu alpin ont pu être recensées. Bunza (1984) a étudié l'érosion et le ruissellement sur des près alpins en Autriche. Schauer (1988) s'est intéressé au comportement hydrologique et à l'érosivité de terrains utilisés comme pistes de ski dans les Alpes autrichiennes. Bunza et Schauer (1989) ont fait des essais avec simulateur de pluie dans les Alpes bavaroises pour déterminer l'influence de la végétation sur le ruissellement de surface. F. Graf (1997a et b) étudie les possibilités d'assainissement de surfaces d'érosion dans les Alpes suisses par revégétalisation. Au cours de l'étude, il a procédé à des essais en laboratoire avec simulateur de pluie pour tester la résistance à l'érosion de surface de différentes plantes et mycorhizes.

Un cinquième projet de recherche sur l'érosion dans une région montagneuse a été conduit par Hurni (1982) au nord de la Thaïlande. La quantité de sol érodé a été mesurée sur des parcelles agricoles en jachère nue durant une période de mousson.

La sixième étude choisie pour comparaison est celle de Viani (1986) qui a fait des essais en laboratoire avec simulateur de pluie pour étudier l'effet d'un amendement organique sur l'érodibilité d'un sol agricole. Ces essais ont été faits avec des inclinaisons jusqu'à 24 % ce qui est proche des pentes de terrains montagneux.

4.3.1.1 Etudes de Bunza et Schauer

Les études de Bunza et de Schauer (Bunza, 1984; Schauer, 1988; Bunza et Schauer, 1989) ont été exécutées avec le même simulateur de pluie et le même procédé de mesure du ruissellement et de la quantité de sol érodé.

Le simulateur de pluie utilisé est un simulateur à buses. Les buses sont fixées à deux mètres du sol au bout de tuyaux verticaux disposés à espace régulier au bord de la parcelle de mesure de 5 sur 20 m. L'influence du vent sur la pluie a été éliminée avec une protection appropriée. Bunza (1984) a vérifié que la granulométrie des gouttes et l'énergie cinétique de la pluie artificielle correspondent à celles d'une pluie naturelle. Pendant les essais, une pluie d'une intensité de 100 mm h^{-1} a été appliquée pendant une heure sur toute la surface de la parcelle test de 100 m^2 . La mesure à l'aide d'un compteur de la quantité totale d'eau amenée a permis de contrôler l'intensité de l'averse. Ces mesures ont montré que l'intensité pourrait varier entre 66 et 100 mm h^{-1} suivant la hauteur et la distance de pompage de l'eau.

L'eau de ruissellement et le sol érodé ont été récoltés à l'aide d'un entonnoir disposé à l'aval de la parcelle test. Ensuite, l'eau chargée en sédiments a été amenée dans un bac calibré. Le

moment du début et de la fin du ruissellement ont été déterminés. Sur 100 l d'eau ruisselée, un échantillon d'un litre a été prélevé pour déterminer la quantité de sol érodé.

Pour chaque parcelle, les paramètres suivants ont été déterminés :

- la pente;
- les types de végétation et le taux de couverture du sol par les plantes;
- la géologie du sous-sol et le type de sol;
- l'utilisation du terrain (pâturage, piste de ski, sylviculture).

Les résultats des essais de ces trois études sont résumés dans les annexes A.2.1 à A.2.3.

4.3.1.2 Essais de F. Graf

Selon F. Graf (1997b) l'échec des tentatives vise à reconstituer une végétation sur des surfaces d'érosion dans les Alpes au-dessus de la zone forestière est principalement dû au fait que les relations symbiotiques des plantes ont été négligées. En rajoutant artificiellement des mycorhizes au sol lors de la plantation, ces champignons deviennent garants d'un bon développement des plantes avec lesquelles ils vivent en symbiose.

Au cours de son étude F. Graf a exécuté des essais d'érosion en laboratoire avec simulateur de pluie pour vérifier la résistance à l'érosion du sol contenant des mycorhizes, des plantes ou les deux partenaires symbiotiques. L'installation d'essai utilisée est celle qui a été construite pour la présente recherche (cf. paragraphe 6.1).

Le sol test choisi pour la présente étude (cf. paragraphe 6.1.4) a également été mis à disposition de F. Graf. Ce sol a été compacté dans quatre boîtes en bois de 150 x 75 cm et de 15 cm de hauteur avec un fond troué pour permettre l'évacuation de l'eau d'infiltration. Dans une des boîtes, le sol a été conservé dans son état brut. Des mycorhizes (*Laccaria bicolor*) ont été rajoutés au sol de la deuxième boîte. Dans les deux autres boîtes, des dryades (chênnette, *Dryas octopetala*) ont été semées. Le sol d'une de ces boîtes a été traité avec des mycorhizes (*Laccaria bicolor*). Le degré de couverture végétale des deux boîtes avec dryades était inférieur à 50 % pendant la première série d'essais, dont les résultats sont présentés ici.

Pour les essais, les boîtes ont été posées sur le plan inclinable de l'installation décrite au paragraphe 6.1 qui était fixé à 40 % de pente. Elles ont été arrosées pendant 1.5 h avec une intensité de pluie de 90 mm h⁻¹ et avec une demi-heure de pause après la première heure d'arrosage.

Le débit de ruissellement et la quantité de sol érodé ont été mesurés avec le système de mesure décrit au paragraphe 6.1. Le volume d'eau infiltrée et la granulométrie du sol érodé n'ont pas été déterminés.

Les résultats de ces essais d'érosion sont résumés dans l'annexe A.2.4.

4.3.1.3 Etude de Hurni

Hurni (1982) a étudié l'érosion du sol sur des terrains agricoles dans la région montagneuse du nord de la Thaïlande. Le travail se base sur le modèle USLE dont les paramètres concernant la pluie, le sol et les cultures ont été adaptés aux conditions locales.

Pendant une période de mousson, de juillet à octobre 1980, la quantité de sol érodé a été mesurée sur des petites parcelles expérimentales (3 x 1 m). Les parcelles étaient délimitées par des plaques en tôle métallique enfoncées dans le terrain. L'eau de ruissellement chargée de sédiments était récoltée dans des tonneaux à l'aval des parcelles.

Deux pluviomètres servaient à déterminer la hauteur de pluie journalière dans la région d'étude. Ces mesures montrent que les précipitations pendant la période de mousson correspondent à 80 % de la pluie annuelle.

Deux des trois parcelles test ont été maintenues en jachère nue. L'une avait une pente de 25 % l'autre de 50 %. La troisième parcelle a été cultivée, d'abord avec du maïs et ensuite avec de l'opium.

Le facteur sol des parcelles a été déterminé à l'aide des abaques établis pour les sols thaïlandais. Les autres paramètres ont été déterminés à l'aide des mesures sur les parcelles test.

Les résultats de l'étude sont résumés dans l'annexe A.2.5.

4.3.1.4 Etude de Viani

Viani (1986) a mené une recherche sur l'effet d'un amendement organique sur l'érodibilité d'un sol agricole. Une partie de l'étude a été faite en laboratoire avec simulateur de pluie.

Le simulateur de pluie est un simulateur à buses dont la fréquence de passage sur le banc d'essai peut être réglée pour varier l'intensité de précipitation. La granulométrie des gouttes a été évaluée avant la construction du simulateur correspond à celle des pluies naturelles. L'énergie cinétique de la pluie simulée a été évaluée sur la base de la granulométrie des gouttes et de la vitesse terminale calculée. Suivant l'intensité, l'énergie cinétique du simulateur correspond entre 80 et 100 % à celle d'une pluie naturelle de même intensité.

Le plan récepteur était de 2 sur 6 m. Pour les essais comparatifs entre le sol brut et le sol amendé, cette surface était partagée en deux dans le sens longitudinal.

Le débit de ruissellement et le sol érodé sont récupérés à l'aval du plan récepteur. Des échantillons d'eau chargée en sédiments prélevés à intervalle régulier permettent de déterminer les débits liquide et solide à la sortie du plan. L'intensité de pluie est mesurée à l'aide de pluviomètres situés de part et d'autre de la cuve d'essai.

Pour les essais la pente du plan récepteur a été réglée à 6, 12 ou 24 %. Ces trois pentes ont été testées avec des pluies de 30mm h^{-1} pendant 1.5 h, de 60mm h^{-1} pendant 1 h et de 90mm h^{-1} pendant $\frac{3}{4}$ h.

Les résultats de l'étude sont résumés dans les annexes A.2.6 à A.2.8.

4.3.2 Discussion

Les conclusions des auteurs de ces cinq études ont été résumées au paragraphe 2.1.3. La comparaison des résultats des essais avec simulateur de pluie autorise cependant quelques commentaires supplémentaires.

La perte en terre spécifique, A ($t\ ha^{-1}\ temps^{-1}$), et la hauteur de pluie ruisselée, H_r (mm), ont été calculées pour tous les essais. Cette dernière, (cf. équation 4.9) représente assez bien l'érosivité moyenne de la pluie et du ruissellement.

$$H_r = \psi \cdot H = \psi \cdot I \cdot T \dots\dots\dots (4.9)$$

ou

$$H_r = V_r / F \dots\dots\dots (4.10)$$

avec : H_r : hauteur de pluie ruisselée [mm]

ψ : taux de pluie ruisselée [-]

H : hauteur de la pluie [mm]

I : intensité de la pluie [$mm\ h^{-1}$]

T : durée de la pluie [h]

V_r : volume d'eau ruisselé [l]

F : surface d'essai [m^2]

Comme pour l'USLE (cf. paragraphe 2.2.2) il a été supposé, que la perte en terre est additive par rapport à la hauteur de pluie :

$$\sum A(H_r^i) = A(\sum H_r^i) \dots\dots\dots (4.11)$$

avec : A : perte en terre [$t\ ha^{-1}\ temps^{-1}$]

H_r^i : hauteur de pluie ruisselée pendant l'averse i [mm]

Ainsi pour une parcelle, la quantité de sol érodée pendant une averse avec $H_r = 60$ mm est la même que la perte en terre cumulée de deux averses de $H_r = 40$ mm et $H_r = 20$ mm respectivement.

La représentation de la perte en terre en fonction de la hauteur de ruissellement (cf. Figure 4.5) montre une influence très claire de la végétation. La perte en terre des terrains couverts de prairie alpine et des pistes de ski avec un degré de couverture végétale de 90 % est nettement plus petite que celle des essais de F. Graf et de Viani ainsi que des mesures de Hurni, où la végétation est inexistante ou insuffisante pour protéger le sol. Les résultats des essais en laboratoire de F. Graf montrent, que la quantité de sol érodé est réduite par l'ajout de mycorhizes et par la plantation de dryades. La perte en terre sur la parcelle cultivée est inférieure à celle en jachère nue de même pente.

La quantité de sol érodé sur les parcelles agricoles en jachère nue en Thaïlande est plus élevée que celle de l'essai de F. Graf avec le sol brut, malgré une pente similaire. Ceci est probablement dû au fait que le sol de ces parcelles a une granulométrie plus fine que celle des matériaux morainiques utilisés dans la présente étude et pour les essais de F. Graf (cf. Figure

4.5). Le même commentaire peut être fait sur la comparaison entre les essais de Viani et de F. Graf. Malgré une pente et un volume ruisselé inférieurs, la perte en terre de certains essais de Viani est du même ordre de grandeur que celle de l'essai de F. Graf avec le sol brut (cf. Figure 4.5).

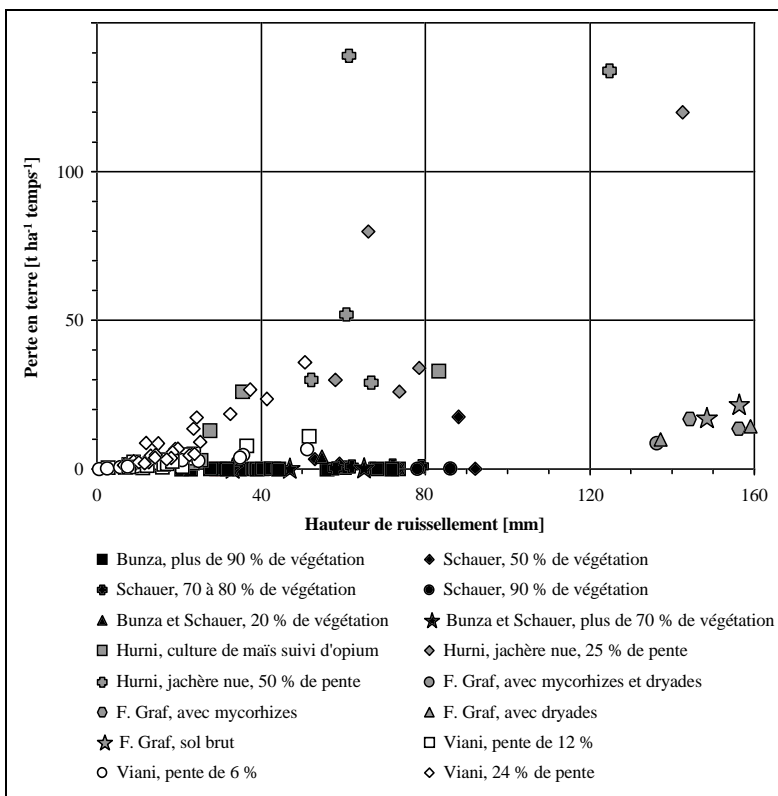


Figure 4.5 : Comparaison des essais avec simulateur de pluie pour différents taux de couverture végétale.

La perte en terre augmente avec la pente pour les deux parcelles thaïlandaises en jachère nue (cf. Figure 4.5). La même observation peut être faite sur la Figure 4.6 pour les essais avec simulateur de pluie de Bunza et de Schauer. Par contre, les terrains utilisés comme pistes de ski avec un degré de couverture végétale supérieur à 70 % et les prairies alpines arrosées par Bunza ont sensiblement le même comportement vis-à-vis de l'érosion hydrique. Ce phénomène peut être expliqué par le fait que beaucoup de prairies alpines étudiées par Bunza étaient

utilisées comme pâturage. Or, la pâture a le même effet sur le sol que la pratique du ski : il conduit à un compactage et par conséquent à une augmentation de l'érodibilité.

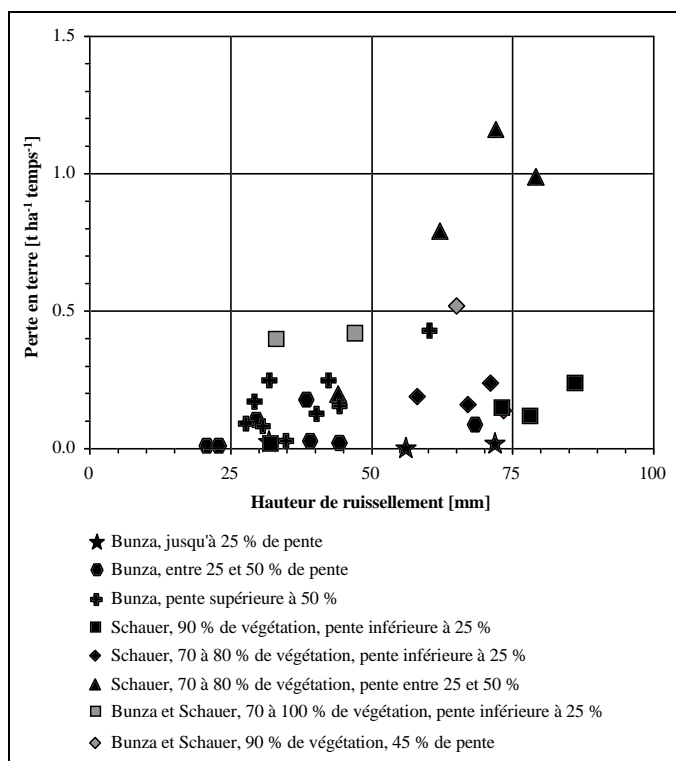


Figure 4.6 : Comparaison des essais avec simulateur de pluie de Bunza et Schauer avec différents taux de couverture végétale et différentes pentes de terrain.

Sur la Figure 4.7, les résultats des essais de Viani sont reportés par rapport au volume d'eau ruisselé. Cette représentation montre clairement que la perte en terre augmente avec la pente.

Il faut aussi noter que la méthode de mesure de la quantité de terre érodée utilisée par Bunza et Schauer (Bunza, 1984; Schauer, 1988; Bunza et Schauer, 1989) n'est pas très précise. Le volume d'eau ruisselé moyen de tous les essais est de 490 l. En prélevant un échantillon d'un litre sur 100 l d'eau ruisselée, ils disposent de cinq mesures ponctuelles de la concentration pour calculer le poids total de sol érodé. Avec si peu de points de mesures, la pointe du débit solide n'est pas forcément saisie. La mesure continue du volume des sédiments effectuée par F. Graf ou la récolte de la totalité du sol érodé pratiquée par Hurni sont des méthodes de mesure beaucoup plus précises. Ceci peut aussi expliquer la grande différence entre la perte en terre

mesurée par Bunza et Schauer et la quantité de sol érodé mesurée par F. Graf et par Hurni pour les surfaces avec végétation.

L'intégration des résultats de Bunza, Schauer et Hurni dans la série d'essais avec simulateur de pluie de la présente recherche ne paraît pas évidente. En effet, la variation temporelle des débits solide et de ruissellement d'une part et les propriétés des sols arrosés d'autre part ne sont pas connus dans les études précitées

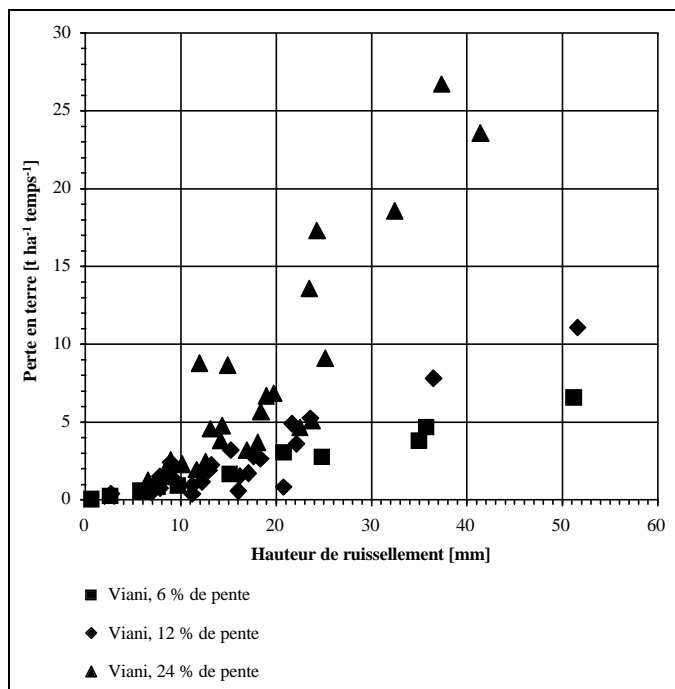


Figure 4.7 : Comparaison des essais avec simulateur de pluie de Viani avec différentes pentes du plan récepteur.

Les essais avec le sol brut de F. Graf sont particulièrement intéressants dans le contexte de la présente étude, bien que les dimensions de la surface arrosée étaient différentes de celles de la présente étude (cf. paragraphe 6.1). La comparaison des résultats d'essais avec une pente de 40 % et une intensité de pluie de 90 mm h^{-1} avec ceux de F. Graf (1997a) permettra une évaluation de l'influence du débit de ruissellement sur l'érosion hydrique.

Les essais en laboratoire avec simulateur de pluie de Viani ont été conduits à peu près selon la même méthodologie que les essais de la présente étude. Les pentes et les intensités testées par Viani complètent celles des essais exécutés par l'auteur. La longueur du banc d'essai est

plus grande. L'intégration de ces résultats dans l'analyse des essais en laboratoire avec simulateur de pluie est à la fois aisée et fort intéressante.

La comparaison des résultats d'essais de la présente recherche avec ceux de Bunza, Schauer et Graf permettra de vérifier si les surfaces couvertes de végétation peuvent être négligées dans un modèle d'érosion à l'échelle du bassin versant.

5 CAMPAGNES DE TERRAIN

5.1 Introduction

Le sol est un des deux agents principaux de l'érosion de surface. Son érodibilité et par conséquent la perte en terre dépendent de ses propriétés physiques, chimiques et biologiques. Pour établir un modèle d'érosion détaillée pour les bassins versants alpins, les propriétés des sols alpins doivent être connus en détail.

Le prélèvement d'échantillons de sol sur des surfaces affectées par l'érosion dans différents bassins versants a été retenue comme moyen approprié pour atteindre ce but. Connaissant les propriétés physiques des sols présents dans ces bassins versants, le modèle global établi à l'aide des données décrites au chapitre 4 pourra être affiné. Les résultats de l'étude des échantillons de sol permettent également de choisir un sol représentatif pour les essais en laboratoire avec simulateur de pluie.

5.1.1 Choix des bassins versants

Une visite de terrain sur un bassin versant de quelques kilomètres carrés, le repérage des surfaces d'érosion, le prélèvement d'échantillons suivi par leur analyse est une tâche de longue durée. Il s'agissait dès lors de choisir un nombre limité de bassins versant parmi ceux mentionnées au chapitre 4 mais qui soient représentatifs du contexte alpin en général.

Critère de choix

Les critères de choix des bassins versants objets d'une campagne de terrain ont été dictés par le but à atteindre, à savoir connaître les propriétés physiques d'un large éventail de sols alpins.

Les critères suivants ont ainsi été retenus :

- différents apports annuels moyens en sédiments;
- conditions géologiques différentes;
- conditions climatiques différentes;
- conditions géomorphologiques différentes.

La gamme des conditions rencontrées dans les différents bassins versants devait couvrir, dans la mesure du possible, l'ensemble des conditions rencontrées dans les différentes régions de l'arc alpin en Suisse.

Bassins versants choisis

Les bassins versants finalement retenus pour les campagnes de terrain sont au nombre de cinq :

- **Gebidem** se trouve sur la rive droite de la vallée du Rhône. Le bassin versant est caractérisé par de la roche cristalline (granites et gneiss) et par l'importante surface couverte de glaciers. La hauteur de pluie annuelle moyenne est relativement élevée et

plus de la moitié tombe durant les mois d'été. La perte en terre constitue le record des bassins versants étudiés.

- **Göscheneralp** se trouve sur le versant nord du Gotthard et en rive gauche de la vallée de la Reuss. Le bassin versant est marqué par la présence de roche cristalline (granites et gneiss), des glaciers et la vallée plate de la Chelenenreuss. Les précipitations sont élevées et réparties uniformément sur toute l'année. L'apport en sédiments dans le lac est relativement élevé.
- **Luzzone** se trouve au sud des Alpes. Le bassin versant est marqué par l'abondance de roches schisteuses (Bündnerschiefer) et par le Flysch ainsi que par l'absence de glaciers. Les précipitations sont abondantes et tombent surtout en été sous forme de pluie. La perte en terre annuelle moyenne est relativement élevée.
- **Malvaglia** se trouve également au sud des Alpes, mais la géologie présente une majorité des roches cristallines (granites et gneiss). Il n'y a pas de glaciers dans le bassin versant. La hauteur de pluie annuelle est élevée et tombe surtout au printemps et en automne ainsi qu'en été. L'apport en sédiments est plutôt faible.
- **Mattmark** se situe sur le versant nord de la vallée du Rhône. Le bassin versant est marqué par de la roche cristalline (granites et gneiss) et des glaciers en retrait. Le climat est influencé par le sud. Les précipitations sont plutôt rares et se concentrent au printemps et en automne. La perte en terre est moyennement importante.

5.1.2 Choix des sites de prélèvement

Les sites de prélèvements ont été choisis lors de la visite de terrain. Le premier critère pour le choix d'un site de prélèvement était la présence de signes d'érosion (rigoles, ravins, tri granulométrique, ...). Le deuxième critère de choix était basé sur l'hypothèse que la quasi totalité de la perte en terre provient des surfaces sans végétation, couvertes de sol ou de matériaux meubles.

Les sites de prélèvement ont été choisis, dans la mesure du possible, uniformément répartis sur tout le bassin versant. Si le sol de deux surfaces d'érosion voisines présentait une apparence différente, un échantillon était prélevé sur chacune. Les différences peuvent concerner la couleur de la roche mère, la granulométrie ou les formes et les signes d'érosion visibles.

En général, plusieurs échantillons de sol sont prélevés sur chaque site pour obtenir des informations représentatives sur les propriétés du sol. Dans le cadre de la présente recherche, le sol a été transporté à pied, l'échantillonnage a par conséquent été réduit à un échantillon par site au profit d'un plus grand nombre de sites étudiés.

5.1.3 Propriétés évaluées

Outre les propriétés physiques influençant l'érodibilité (cf. paragraphe 2.1.3), des observations géomorphologiques ont été faites sur terrain.

Ainsi, les caractéristiques suivantes du site de prélèvement et du sol ont été déterminé *in situ* :

- formes d'érosion présentes dans la région;
- type de végétation dans les environs du site;

- cordonnées et altitude;
- aspect de la surface;
- profondeur et espacement des éventuels ravins ou rigoles;
- profondeur de la couche d'altération et nature de la roche mère, si celle-ci se situe à proximité de la surface du sol;
- pourcentage de surface couverte par des gros graviers ou de la végétation;
- pente du terrain;
- exposition du terrain;
- densité apparente du sol.

Les visites de terrain et en particulier des sites de prélèvement ont été documentées par des photographies pour faciliter l'analyse des résultats des campagnes de terrain présentés au paragraphe 5.3.

Les échantillons prélevés ont été analysés en laboratoire pour déterminer les propriétés physiques les plus importantes :

- courbe granulométrique;
- limites de consistance;
- teneur en eau;
- teneur en matière organique;
- résistance à l'abrasion des particules solides.

D'autres caractéristiques du sol ont été déterminées par calcul, à l'aide d'abaques ou de cartes :

- type de sol;
- perméabilité;
- érodibilité.

Les méthodes pour déterminer les caractéristiques du site de prélèvement et les propriétés de l'échantillon prélevé sont décrites ci-dessous.

Situation géographique

Le site de prélèvement a été situé sur une carte topographique nationale à l'échelle 1 : 25'000 lors de la visite de terrain. Cette localisation approximative a permis de déterminer les coordonnées nationales du site et son altitude.

Formes d'érosion

Les traces d'érosion découvertes dans l'entourage du site de prélèvement ont été utilisées pour identifier les formes d'érosion présentes dans la région. Ces traces d'érosion peuvent être des dépôts fluviaux ou de laves torrentielles, des niches d'arrachement de glissements de terrain, des rigoles, des ravins, des cours d'eau ou tout simplement un délavage de la surface qui se manifeste par un tri granulométrique sur la surface.

Végétation

Une étude visuelle de la région et du site de prélèvement a permis de déterminer la végétation représentée. La végétation est décrite par les classes utilisées pour la statistique de la superficie de la Suisse de GEOSTAT (OFS, 1993).

Aspect de la surface

Un examen visuel du site de prélèvement a permis de décrire la couverture de la surface par des blocs ou de la végétation et la taille des agrégats à la surface du sol.

Rigoles

La profondeur et l'espacement des rigoles et ravins sur le site de prélèvement ont été mesurés au double mètre.

Roche

Si la roche mère a été atteinte lors du prélèvement de l'échantillon de sol, la profondeur de la couche d'altération ou de sol à été mesurée au double mètre. Un examen visuel de la roche a permis de déterminer sa géologie.

Pourcentage de couverture

Le site de prélèvement a été photographié au travers d'une feuille de plastique transparente d'un mètre carré (cf. Figure 5.1). La grille à mailles de 10 cm de côté tracée sur la feuille transparente a permis de déterminer le pourcentage de sol couvert par des gros graviers ou de la végétation.

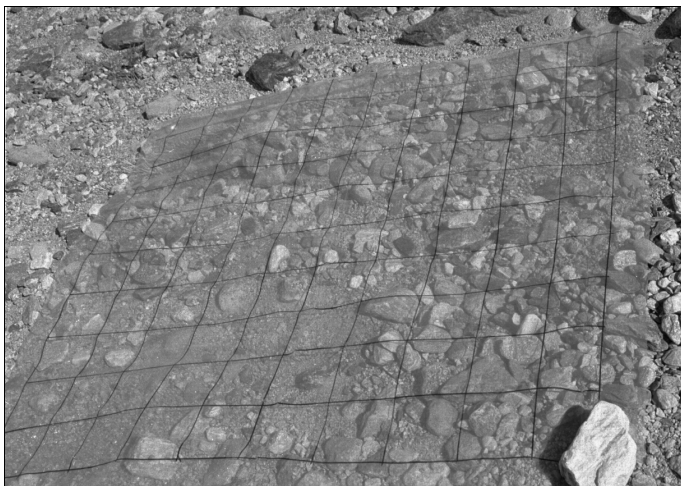


Figure 5.1 : Méthode de détermination du pourcentage de couverture par pierres et végétation.

Pente du terrain

Les pentes du site de prélèvement et du terrain autour de ce dernier ont été déterminées avec un inclinomètre.

Orientation des versants

Les orientations du site de prélèvement et du terrain autour de ce dernier ont été mesurées à l'aide d'une boussole.

Densité

La densité apparente du sol a été déterminée par la méthode d'équivalent de sable décrite par le U. S. Department of the Interior (1980).

Courbe granulométrique

La courbe granulométrique a été déterminée selon les normes SNV 670 812a (SNV, 1972), SNV 670 814a (SNV, 1972), SN 670 810c (VSS, 1986) et SN 670 816a (VSS, 1989).

Limites de consistance

Les limites d'Atterberg ont été déterminées selon la norme SN 670 345a (VSS, 1990) au Laboratoire de Mécanique des Sols (LMS) de l'EPFL.

Teneur en eau

La teneur en eau a été déterminée selon la norme SN 670 340b (VSS, 1989).

Teneur en matière organique

La teneur en matière organique a été déterminée par la méthode utilisant le bichromate de potassium par le LMS selon leur mode opératoire (Gruaz, 1997)

Résistance à l'abrasion

Pour déterminer la résistance de la roche à l'abrasion, l'essai Micro-Deval à l'eau à été exécuté. Ce test est un standard pour tester la résistance à l'abrasion des granulats de revêtements bitumineux des routes. L'essai a été fait selon la norme NFP 18-572 (afnor, 1990) au Laboratoire des Voies de Circulation (LAVOC) de l'EPFL. Il est en général exécuté pour les trois classes granulométriques suivantes :

- 2.8/5.6 mm;
- 5.6/11.2 mm;
- 11.2/16 mm.

Pour la plupart des échantillons, la quantité disponible de matériaux ne permettait cependant qu'un ou deux essais avec 500 g de gravier de la classe granulométrique en question. Dans le contexte de la présente recherche il s'agissait avant tout de se faire une idée de l'altérabilité des roches étudiées. Un essai par échantillon a par conséquent été considéré comme suffisant pour atteindre le but visé.

Type de sol

Le sol sur le site de prélèvement a d'une part été caractérisé à l'aide de la carte d'aptitude des sols de la Suisse (Häberli et al., 1980). D'autre part, les caractéristiques de la granulométrie et

les limites de consistance ont permis de faire une classification selon l'USCS (US Soil Conservation Service) en se basant sur la norme SNV 670 008 (SNV, 1987).

Perméabilité

La perméabilité a été déterminée par calcul à partir de la granulométrie du sol selon la formule de Beyer (Dysli, 1991) :

$$k_D = c \cdot D_{10}^2 \quad \dots\dots\dots (5.1)$$

et

$$C_c = \frac{D_{30}^2}{D_{10} \cdot D_{60}} \quad \dots\dots\dots (5.2)$$

- avec :
- k_D : coefficient de perméabilité selon Darcy [cm s^{-1}]
 - D_{10} : diamètre des grains à 10 % de poids [mm]
 - c : facteur variant en fonction de la courbure de la courbe granulométrique C_c [$10^{-4} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$]
 - C_c : courbure de la courbe granulométrique [-]
 - D_{30} : diamètre des grains à 30 % de poids [mm]
 - D_{60} : diamètre des grains à 60 % de poids [mm]

La constante c peut être déterminé à l'aide du tableau ci-dessus (Dysli, 1991) :

Courbure, C_c [-]	1	2	3	5	10	≥ 20
c [$10^{-4} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$]	1.1	1.0	0.9	0.8	0.7	0.6

Tableau 5.1 : Valeurs de la constante c en fonction de la courbure de la courbe granulométrique C_c pour calculer la perméabilité selon la formule de Beyer (Dysli, 1991).

Erodibilité

A l'aide des abaques présentés au paragraphe 2.3.1, l'érodibilité du sol selon l'USLE a été déterminée d'une part en tenant compte de la couverture par les pierres et d'autre par pour la matrice du sol sans couverture.

La teneur en limon et sable fin ($0.002 \text{ mm} < D < 0.1 \text{ mm}$) et la teneur en sable ($0.1 \text{ mm} < D < 2 \text{ mm}$) peuvent être déterminées à l'aide de la courbe granulométrique.

La classe d'agrégat a été déterminée selon le Tableau 5.2.

Les classes de perméabilité utilisées pour la détermination de l'érodibilité sont définies à la Figure 5.2 en fonction du coefficient de perméabilité (Dällenbach et Kuhn, 1990/91 et 1991)

Classe d'agrégat	Taille moyenne des agrégats [mm]	Description
1	< 1	très fin
2	1 - 2	fin
3	2 - 10	moyen à gros
4	> 10	gros, en plaques ou solide

Tableau 5.2 : Classe d'agrégat en fonction de la taille des agrégats à la surface du sol selon Dällenbach et Kuhn (1990/91 et 1991).

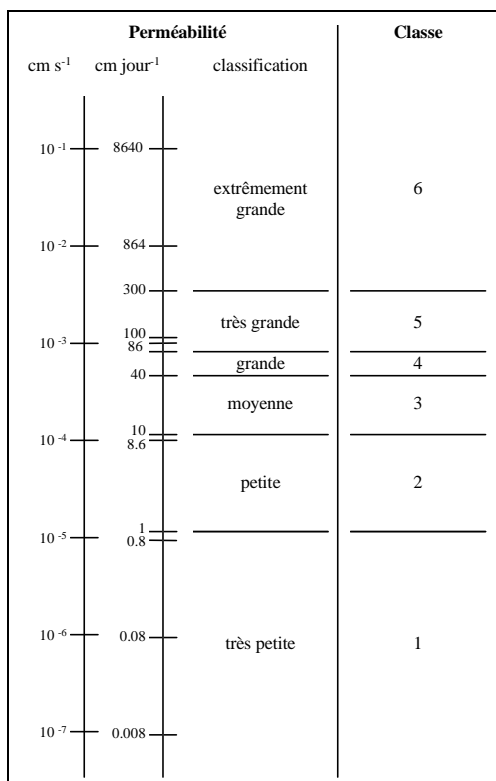


Figure 5.2 : Définition des classes de perméabilité en fonction du coefficient de perméabilité selon Dällenbach et Kuhn (1990/91 et 1991).

5.2 Observations lors des visites de terrain

Ce chapitre résume les observations concernant la géologie, la géomorphologie et la végétation des bassins versants visités.

5.2.1 Gebidem

La géomorphologie et la topographie du bassin versant sont marquées par la présence de glaciers.

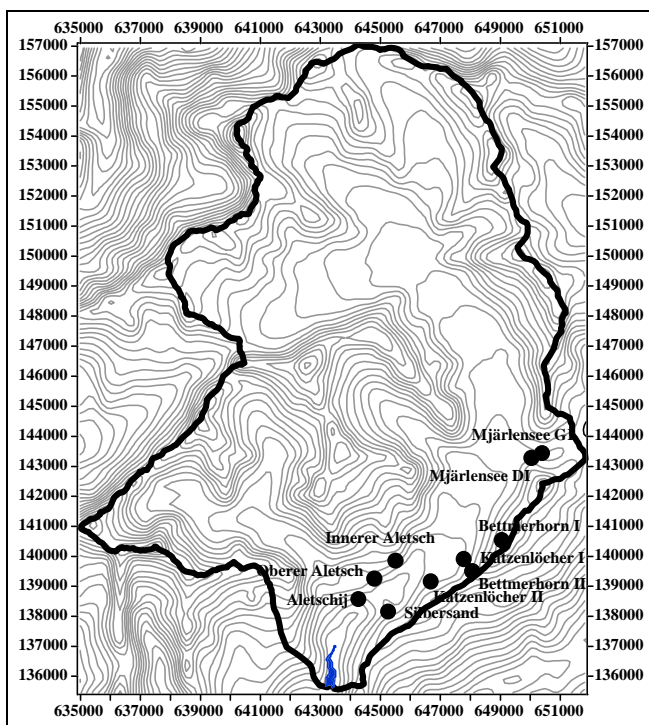


Figure 5.3 : Situation géographique des sites de prélèvements sur le bassin versant de Gebidem.

Bases de la carte : Lacs et données sur les terrains, OFS GEOSTAT.

Une grande partie de la surface du bassin versant est couverte de moraines. Sur rive gauche, les moraines abandonnées par le glacier à différentes périodes forment des terrasses. Sur les replats, le sol est couvert d'une végétation abondante et souvent très humide. Les pentes raides entre les terrasses sont cependant sujettes à l'érosion de surface et aux glissements de terrain.

Sur la moraine la plus jeune se situant actuellement juste en dessus du glacier d'Aletsch, des rigoles profondes et peu espacées peuvent être observées (cf. Figure 5.4).



Figure 5.4 : Rive gauche du glacier d'Aletsch en dessous du Bettmerhorn.

La rive droite de la vallée principale est très raide, formée en grande partie par des parois rocheuses. Dans les anciennes moraines se trouvent de nombreux glissements qui portent les signes d'une érosion de surface marquée (cf. Figure 5.5).



Figure 5.5 : Rive droite du glacier d'Aletsch avec l'Oberfliejegga.

Les vallées latérales sont plus larges donnant place à des prés et des pâturages. Le paysage y est néanmoins marqué par la présence et le passage des glaciers qui ont déposé de grandes moraines. Ces moraines ont moins de pente que celle de la vallée principale mais montrent également des signes d'érosion de surface et de glissement de terrain.

Les observations in situ, les résultats des essais in situ et en laboratoire ainsi que des calculs sont résumés dans l'annexe B.1.1.

5.2.2 Göscheneralp

La rive gauche de la vallée de la Chelenenreuss descend en terrasses jusqu'au fond de la vallée. Celles-ci sont très plates et parfois marécageuses. Les versants raides sont couverts d'éboulis et de pierriers de texture trop grossière pour être érodibles par la pluie (cf. Figure 5.6). Plus proche du glacier de Chelenen le paysage est marqué par des anciennes moraines qui portent des signes d'érosion. Les moraines récentes sont constituées de matériaux plus grossiers. Le fond de la vallée de Chelenen entre le glacier et le lac est plutôt plat et la Reuss y laisse des dépôts (cf. Figure 5.8).

La vallée latérale qui monte vers le glacier de Damma est marquée par le passage de ce dernier. Les anciennes moraines au fond de la vallée sont visiblement érodées par la pluie et le ruissellement. Les versants de la vallée au-dessus des moraines sont soit couverts par des prés soit constitués de pierriers.



Figure 5.6 : Eboulis sur rive gauche du lac de Göscheneralp.

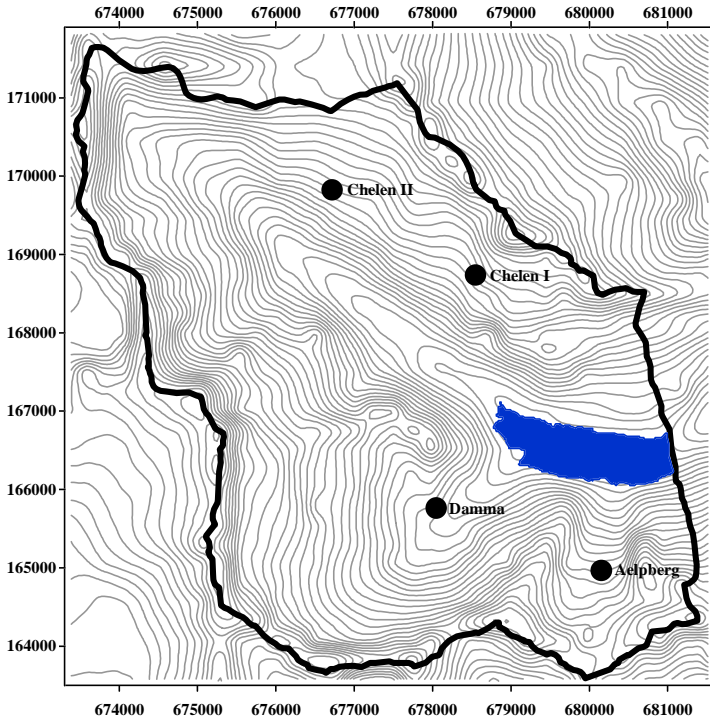


Figure 5.7 : Situation géographique des sites de prélèvements sur le bassin versant de Göschenentalp.

Bases de la carte : Lacs et données sur les terrains, OFS GEOSTAT.

La rive droite du lac est couverte d'une végétation abondante. Plus haut, vers le glacier de Blauberg, le paysage est composé d'une part d'anciennes moraines glacières et d'autre part de gros blocs et bancs rocheux. Les moraines étant très raides, elles portent de nombreuses marques d'érosion de surface et de glissements de terrain.

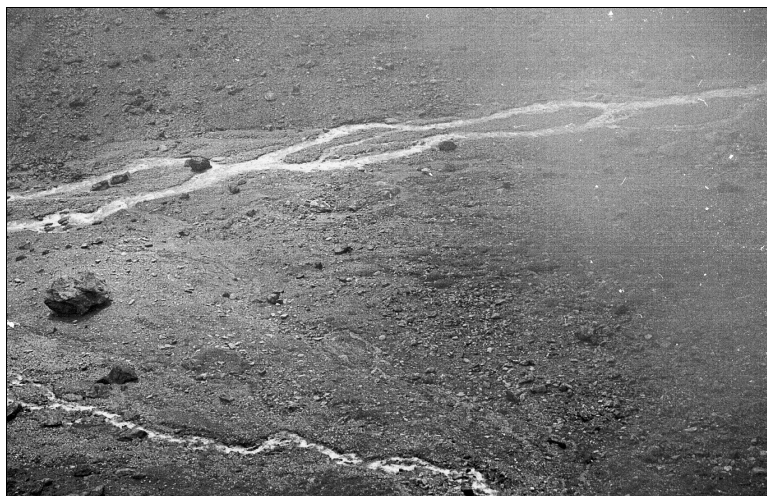


Figure 5.8 : Vue sur la Cheleneuuss en aval du glacier.

Les observations in situ, les résultats des essais in situ et en laboratoire ainsi que des calculs sont résumés dans l'annexe B.1.2.

5.2.3 Luzzone

La vallée du Ri di Cavalasca et du Ri di Larciole sur la rive droite du lac ainsi que les vallées du Ri du Garzora et du Ri de Monterascio sont taillées dans le Bündnerschiefer et le Flysch. Cette roche est très altérable. Les versants en général très raides sont souvent instables. De larges surfaces n'ont pas de couvert végétal et portent des signes d'érosion de surface (cf. Figure 5.9). En hiver des avalanches descendent le long des cours d'eau emportant souvent de grandes quantités de matériaux (cf. Figure 5.10). La couche de sol est souvent peu profonde. La roche schisteuse qui se trouve en-dessous s'effrite facilement.

La source du Ri di Monterascio se trouve sur la plaine de la Greina, une large plaine marécageuse. Les flancs des montagnes qui l'entourent sont marqués par des glissements de terrain que la végétation n'arrive pas à stabiliser en raison de l'altitude.

La vallée du Ri di Scaradra a un tout autre caractère. Ici la roche est constituée de formations calcaires plus résistantes à l'altération, donnant à la vallée son aspect de stabilité. Les versants sont couverts d'éboulis et de blocs de grande taille. En altitude, où la végétation se fait plus rare, il y a quelques glissements de terrain qui présentent des signes d'érosion de surface.

La rive gauche du lac près du barrage est sous surveillance permanente des géologues en raison de son instabilité.



Figure 5.9 : Rive gauche du Ri di Larcio.



Figure 5.10 : Dépôt de matériaux d'une avalanche dans le Val Cavalasca.

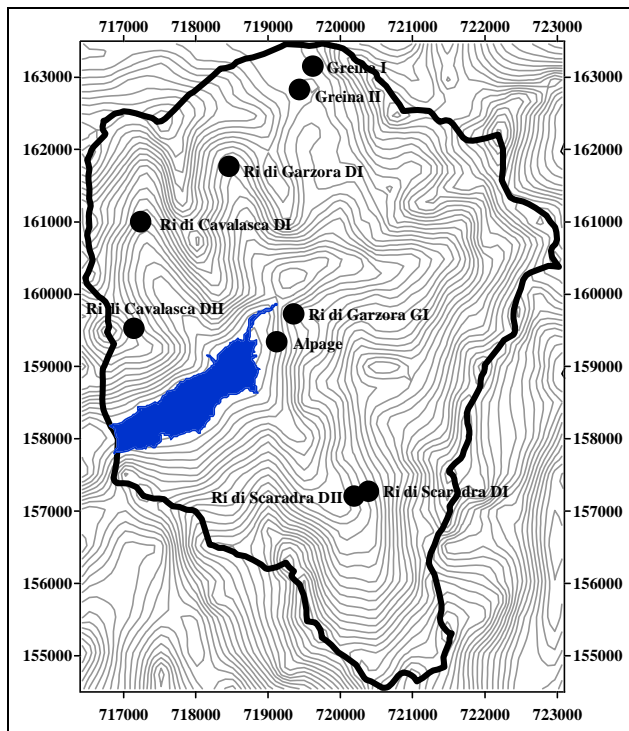


Figure 5.11 : Situation géographique des sites de prélèvements sur le bassin versant de Luzzone.

Bases de la carte : Lacs et données sur les terrains, OFS GEOSTAT.

Les observations in situ, les résultats des essais in situ et en laboratoire ainsi que des calculs sont résumés dans l'annexe B.1.3.

5.2.4 Malvaglia

Malvaglia est le bassin versant qui se trouve à la plus basse altitude parmi ceux choisis pour la campagne de terrain. Une grande partie du bassin versant adjacent au lac est couverte par de la forêt et des pâturages. Les surfaces d'érosion sont très rares dans cette partie du bassin versant, mis à part quelques glissements sur les berges très raides des cours d'eau ou des cônes de déjection à l'embouchure des vallées latérales (cf. Figure 5.12). Ces derniers sont cependant de texture grossière et ne portent, contrairement aux glissements de terrain, aucun signe d'érosion de surface.



Figure 5.12 : Cônes de déjection à l'aval du Val Combra dans la vallée principale.



Figure 5.13 : Dépôts d'une lave torrentielle dans un affluent du Val Madra.

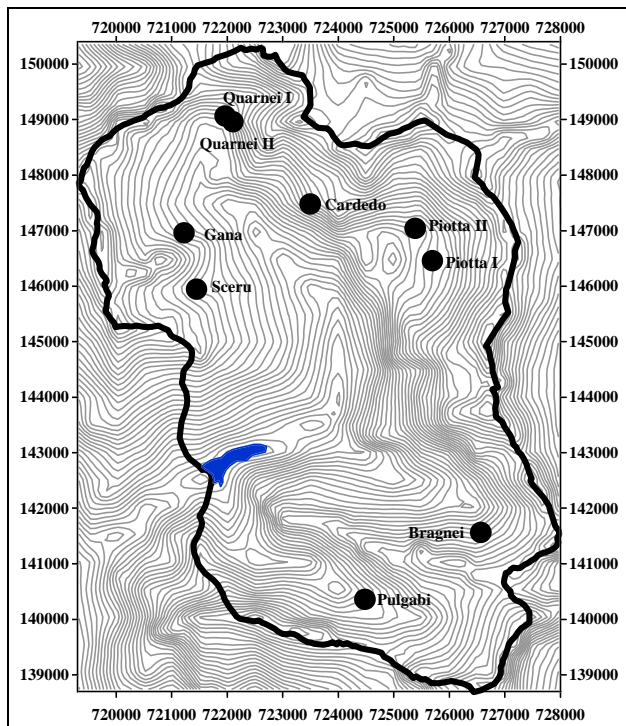


Figure 5.14 : Situation géographique des sites de prélèvements sur le bassin versant de Malvaglia.

Bases de la carte : Lacs et données sur les terrains, OFS GEOSTAT.

La vallée principale, le Val Combra et le Val Madra sont très encaissés. A basse altitude, le couvert végétal est très dense se composant de forêts et de pâturages. A plus grande altitude le paysage est dominé par des éboulis et des pierriers. La roche étant cristalline et très dure, ils sont cependant essentiellement composés de matériaux grossiers. Comme dans la région autour du lac, il n'y a que très peu de surfaces d'érosion.

Uniquement sur rive gauche de la vallée principale et au Val Costa, des surfaces relativement grandes et couvertes de matériaux meubles montrent des marques d'érosion de surface.

Sur les berges d'un affluent du Val Madra des dépôts se sont formés lors de passage de laves torrentielles qui doivent souvent descendre dans ce cours d'eau (cf. Figure 5.13).

Les observations in situ, les résultats des essais in situ et en laboratoire ainsi que des calculs sont résumés dans l'annexe B.1.4.

5.2.5 Mattmark

La vallée du Schwarzberg sur rive gauche du réservoir est dominée par les anciennes moraines du glacier. Elles constituent les berges très raides du torrent et sont visiblement exposées à l'érosion par la pluie et le ruissellement (cf. Figure 5.16).

Les matériaux meubles en-dessous des falaises rocheuses sur rive gauche de la vallée montrent également des marques d'érosion (cf. Figure 5.17).

Dans la vallée de l'Ofen et dans la vallée principale, ce sont plutôt les surfaces de sol avec une végétation peu dense ainsi que les dépôts des affluents déposés à l'aval des falaises rocheuses en-dessous des crêtes de montagnes qui sont sujets à l'érosion de surface. Le pourcentage de surface couverte par des moraines est beaucoup moins important. Sur rive gauche de ces deux vallées se trouvent des éboulis et des pierriers constitués de matériaux grossiers peu érodibles.

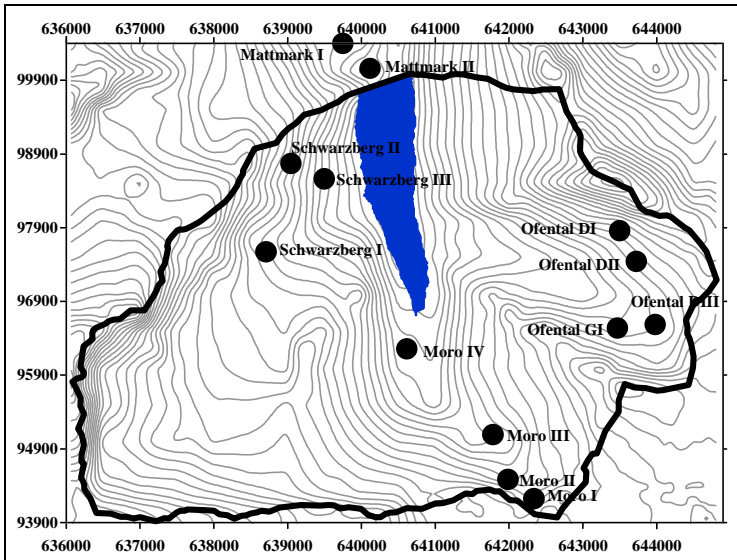


Figure 5.15 : Situation géographique des sites de prélèvements sur le bassin versant de Mattmark.

Bases de la carte : Lacs et données sur les terrains, OFS GEOSTAT.



Figure 5.16 : Moraine sur rive droite du glacier du Schwarzberg.



Figure 5.17 : Cônes de déjection sur rive droite de la vallée du Schwarzberg.

Les observations in situ, les résultats des essais in situ et en laboratoire ainsi que des calculs sont résumés dans l'annexe B.1.5.

5.3 Discussion des résultats

5.3.1 Remarques générales

5.3.1.1 Altitude

Les sites de prélèvement se trouvent tous au-dessus de 1600 m s.m. en moyenne, même parfois au-dessus de 2000 m s.m. Les surfaces d'érosion deviennent donc plus fréquentes en altitude où la végétation est moins dense.

5.3.1.2 Géomorphologie des sites de prélèvements

La surface des sites de mesure montre que l'érosion par la pluie et le ruissellement conduit à un tri granulométrique et un pavage de la surface. La plupart des surfaces d'érosion étudiées sont couvertes par de gros graviers ou même des blocs.

En présence de blocs, l'espacement et la profondeur des rigoles sont très variables. Elles forment des méandres entre les blocs et disparaissent par endroit pour réapparaître plus à l'aval. Sur les sols plus fins, les rigoles se distinguent plus nettement. Elles ont entre 1 et 2 m d'entraxe et leur profondeur varie entre 10 et 20 cm. Outre ces rigoles, il y a souvent de petits ravins ou des cours d'eau saisonniers sur ces surfaces d'érosion. Ils sont espacés de 5 à 20 m et peuvent être relativement profonds. En général la distance entre les rigoles diminue avec la pente. L'espacement et la profondeur des rigoles diminuent également avec la teneur en éléments fins (limon et sable fin avec un diamètre entre 0.002 et 0.1 mm).

5.3.1.3 Pente et orientation

Les pentes des sites de prélèvements ont au minimum une pente de 25 %. La médiane se situe autour de 70 %. Les sites de Gebidem et Göschenalp sont plus raides. Ils ont au minimum une pente de 50 % et la médiane est de 80 %.

La plupart des sites de prélèvements sont orientés sud. Ils sont donc soumis à des variations de température journalières très grandes et à un grand nombre de cycles gel-degel chaque hiver, ce qui peut conduire à une altération mécanique de la roche plus rapide. Les sites de prélèvements sur le bassin versant de Gebidem sont en majeure partie orientés nord-ouest. Comme les moraines constituent des dépôts considérables de matériaux meubles et facilement érodibles, les cycles de température jouent probablement un rôle moins important dans les processus d'érosion. Mais la prédominance de sites d'érosion orientés nord-ouest est également et surtout due au fait, que la plupart des échantillons ont été prélevés sur rive gauche du glacier d'Aletsch qui est plus facilement accessible que la rive droite.

5.3.1.4 Analyse granulométrique des échantillons

L'analyse des courbes granulométriques (cf. Figure 5.18) montre que les échantillons sont pour la plupart des sables ou des graviers fins plus ou moins purs. La classification selon l'USCS montre qu'il s'agit dans tous les cas de types de sol similaires du point de vue

géotechnique. La détermination des limites de consistance s'est avérée difficile à cause de l'absence d'argile. En fait il s'agit de sols très peu altérés où les minéraux d'argile n'ont pas eu le temps de se former.

Band (1990) affirme que le diamètre du grain qui est encore stable sur un versant augmente avec la pente. L'analyse statistique de l'évolution du diamètre médian, D_{50} , ou du D_{90} ne montre cependant pas cette tendance. La teneur en fines (pourcentage de particules de diamètre compris entre 0.002 et 2 mm) ne diminue pas non plus avec la pente. Dans les deux cas, la tendance est plutôt contraire. Ce phénomène peut être de nature statistique, étant donné que l'analyse granulométrique a été faite uniquement sur les particules de diamètre inférieur à 60 mm, qui constituent la matrice du sol et déterminent ainsi son érodibilité. La masse de gros graviers et de blocs couvrant la surface est négligée dans l'analyse granulométrique, mais elle intervient dans la couverture par des pierres, propriétés qui est discutée ci-après.

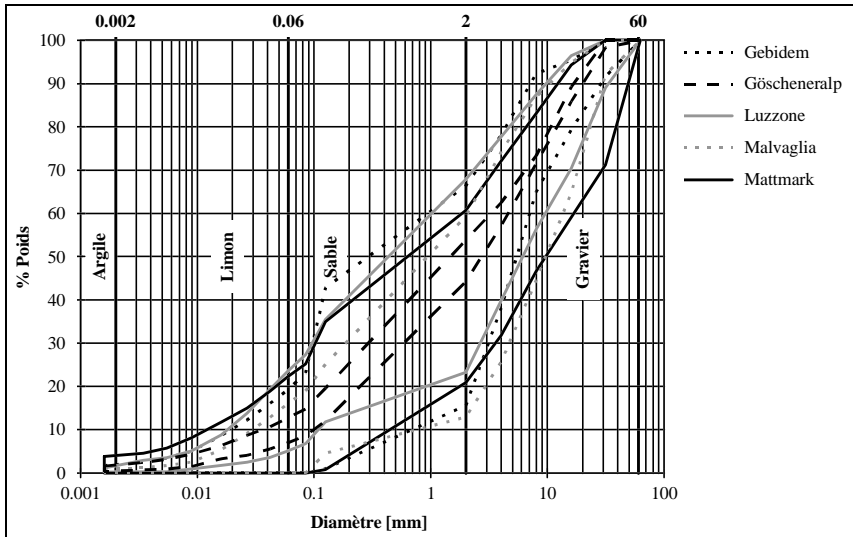


Figure 5.18 : Fuseaux granulométriques des échantillons des cinq bassins versants étudiés.

5.3.1.5 Résistance à l'abrasion

Le test Micro-Deval montre que les graviers constituant les sols étudiés ne sont pas très résistants à l'abrasion. En moyenne, 30 % des graviers sont détruits lors des essais. Les roches cristallines de Göscheneralp résistent mieux. L'indice du Micro-Deval moyen est de 17 %. Les échantillons de Gebidem et Mattmark ont un indice moyen de 25 %. Les roches de Malvaglia sont assez tendres et 50 % se broient pendant les tests. Les échantillons de Luzzzone sont extrêmement friables. Les échantillons ont en moyenne un indice Micro-Deval de 93 %.

5.3.1.6 Densité apparente

La densité apparente moyenne des sols sur les sites de prélèvements et de 1.5 kg l⁻¹, les valeurs maximales étant de 1.9 kg l⁻¹ (Mattmark, Moro II) et les valeurs minimales de 1.1 kg l⁻¹ (Gebidem, Mjälense DI). Les densités des sols étudiés sur les bassins versants de Luzzzone et Malvaglia ont une densité légèrement inférieure à la moyenne. Les sites de prélèvements sur le bassin versant de Mattmark se situent pour la plupart sur des moraines très compactes. La densité apparente moyenne est de 1.7 kg l⁻¹ et le maximum de 2.4 kg l⁻¹.

5.3.1.7 Perméabilité

Les coefficients calculés selon Beyer (Dysli, 1991) montrent que la perméabilité de tous les sols étudiés est bonne à très bonne. La perméabilité médiane de l'ensemble des échantillons est de 5.1 10⁻³ cm s⁻¹. Seuls deux sites de prélèvements, à Mattmark dans la vallée de l'Ofen et sur la moraine du glacier du Schwarzberg, sont peu perméable (coefficient de perméabilité de 9.0 10⁻⁵ cm s⁻¹ et de 1.3 10⁻⁴ cm s⁻¹). La perméabilité des échantillons prélevés sur des sites appartenant à un même type de sol selon la carte d'aptitude des sols (Häberli et al., 1980) peut varier beaucoup. Ceci est étonnant, car la perméabilité était un des critères de classification pour l'établissement de cette carte. Le coefficient de perméabilité calculé selon Beyer (Dysli, 1991) est souvent inférieur à celui indiqué pour le type de sol dans la légende de la carte.

5.3.1.8 Teneur en matière organique

La teneur en matière organique de la plupart des échantillons est inférieure à 1 %, donc très faible. Quelques échantillons prélevés sur les bassins versants de Göschenalp, Luzzzone et Mattmark ont une teneur en matière organique supérieure à 2 %. La teneur en matière organique de trois échantillons en provenance du bassin versant de Malvaglia dépasse 4 %. La faible teneur en matière organique est liée à l'absence de végétation sur les surfaces d'érosion choisies comme sites de prélèvements. La teneur en matière organique tend à diminuer avec l'altitude du site, montrant la décroissance de l'activité biologique en altitude. La teneur en matière organique étant dépendant du type de végétation, la dernière déclaration est vraie uniquement parce que tous les sites de prélèvement se trouvent dans des zones de couvert végétal similaire.

Comme la perte en terre augmente avec la pente tandis que la végétation s'établit difficilement sur des versants raides, la teneur en matière organique devrait diminuer avec la pente. Cependant les résultats des campagnes de terrain montrent plutôt la tendance inverse.

5.3.1.9 Couverture par des pierres

La couverture moyenne par des pierres sur tous les bassins versants est de 40 %. La moyenne des échantillons de Gebidem est de 20 %, celles de Göschenalp et de Luzzzone de 25 et 30 % respectivement. La couverture moyenne par des pierres est plus élevée pour les sites de prélèvements à Malvaglia et à Mattmark où elle prend une valeur de 55 %. La couverture par des pierres varie cependant largement suivant le site de prélèvement. Cette variation est en général de 50 parfois même de 100 %. Toutefois une légère tendance à l'augmentation du taux de couverture par des pierres en fonction de la pente peut être constatée. Ceci confirme la déclaration de Band (1990) selon laquelle le diamètre du grain stable sur un versant augmente

avec la pente de ce dernier. Sur les fortes pentes, les éléments fins sont donc rapidement délavés tandis que les plus grands restent à la surface.

5.3.1.10 Erodibilité

L'érodibilité médiane évaluée sur la base des abaques est de 0.08 ou de $0.03 \text{ t m}^2 \text{ h an}^{-1} \text{ ha}^{-1} \text{ kJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$ en tenant compte de la couverture du sol par des pierres. Malgré l'alluvionnement important de la retenue de Gebidem, les sols étudiés sur son bassin versant ont des coefficients d'érodibilité relativement faibles. La médiane prend une valeur de 0.08 sans couverture et de $0.05 \text{ t m}^2 \text{ h an}^{-1} \text{ ha}^{-1} \text{ kJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$ avec couverture. L'érodibilité médiane des échantillons prélevés sur le bassin versant de Göschenalp est, avec 0.11 et $0.08 \text{ t m}^2 \text{ h an}^{-1} \text{ ha}^{-1} \text{ kJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$ en tenant compte de la couverture par les pierres, la plus élevée de tous les bassins versants. L'apport en sédiments dans le lac est également le plus élevé après celui de Gebidem. Les échantillons en provenance du bassin versant de Luzzone ont un coefficient d'érodibilité médiane de 0.10 sans couverture et de $0.02 \text{ t m}^2 \text{ h an}^{-1} \text{ ha}^{-1} \text{ kJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$ avec. L'alluvionnement du lac est en troisième position parmi les cinq réservoirs choisis pour l'étude des sols. Les sols prélevés sur le bassin versant de Malvaglia, qui a le plus petit apport en sédiments, ont aussi l'érodibilité médiane la plus petite. Elle prend la valeur de 0.04 et de $0.02 \text{ t m}^2 \text{ h an}^{-1} \text{ ha}^{-1} \text{ kJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$ en tenant compte du taux de couverture du sol par des pierres. Les coefficients d'érodibilité médiane des échantillons en provenance du bassin versant de Mattmark sont de 0.06 sans couverture et de $0.03 \text{ t m}^2 \text{ h an}^{-1} \text{ ha}^{-1} \text{ kJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$ avec. Ces valeurs légèrement plus élevées que celle de Malvaglia correspondent à un alluvionnement du lac plus grand.

Dans leur étude Dällenbach et Kuhn (1990/91 et 1991) se proposent d'établir des cartes d'érodibilité à l'aide d'une analyse en laboratoire d'échantillons de sol d'une part et de la classification des sols selon la carte d'aptitude des sols (Häberli et al., 1980) d'autre part. Ils se basent sur l'hypothèse qu'un même type de sol a toujours le même coefficient d'érodibilité. Les résultats de l'analyse en laboratoire exécutés pour la présente recherche montrent cependant une large variation de l'érodibilité pour certains types de sol. En fait, les paramètres de ce coefficient, la perméabilité et la teneur en particules fines, varient également largement pour un même type de sol. Pour une application du modèle d'érosion de l'USLE aux cinq bassins versants étudiés ici, l'attribution d'une valeur au coefficient érodibilité en fonction du type de sol est la seule approche raisonnable pour déterminer la distribution spatiale de ce paramètre.

Une analyse des relations entre le coefficient d'érodibilité et les paramètres nécessaires pour l'évaluer à l'aide des abaques (cf. paragraphe 2.3.1) conduit aux remarques suivantes :

- L'érodibilité augmente avec la teneur en fines (limon + sable fins, sable).
- L'érodibilité décroît de manière exponentielle avec la perméabilité. Comme il y a une étroite liaison entre la granulométrie et le coefficient de perméabilité calculé ainsi qu'entre l'érodibilité et la teneur en éléments fins, l'existence d'une relation entre la perméabilité et l'érodibilité n'a rien d'étonnant.
- La teneur en matière organique n'influence que faiblement le coefficient d'érodibilité dans le cas présent. Ce dernier décroît avec la teneur en matière organique.

- Le taux de couverture par des pierres ne montre qu'une très faible corrélation avec l'érodibilité. Cette dernière diminue avec la couverture par des pierres.

Compte-tenu des remarques ci-dessus, il est justifié de se baser sur une comparaison des courbes granulométriques uniquement pour le choix d'un sol destiné aux essais en laboratoire avec simulateur de pluie. Les seuls paramètres influençant le coefficient d'érodibilité selon l'USLE sont la teneur en éléments fins et la perméabilité qui dépendent de la granulométrie du sol. La matière organique et le taux de couverture par des pierres n'influent que très peu sur l'érodibilité et le dernier dépend souvent de la pente du terrain.

5.3.2 Comparaison avec d'autres études

Hurni (1982) a évalué le coefficient d'érodibilité de trois parcelles agricoles en Thaïlande. L'érodibilité moyenne est avec $0.14 \text{ t m}^2 \text{ h an}^{-1} \text{ ha}^{-1} \text{ kJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$ plus faible que celle déterminée pour les sols alpins dans la présente étude. La valeur maximale trouvée par Hurni (1982) est de $0.2 \text{ t m}^2 \text{ h an}^{-1} \text{ ha}^{-1} \text{ kJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$, elle est comparable à celle des sols alpins. Cette dernière est de $0.25 \text{ t m}^2 \text{ h an}^{-1} \text{ ha}^{-1} \text{ kJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$ ($0.14 \text{ t m}^2 \text{ h an}^{-1} \text{ ha}^{-1} \text{ kJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$ en tenant compte du taux de couverture par des pierres). La valeur minimale du coefficient d'érodibilité de la Thaïlande est de $0.06 \text{ t m}^2 \text{ h an}^{-1} \text{ ha}^{-1} \text{ kJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$. Elle est plus élevée que la valeur de l'érodibilité minimale des sols alpins qui est de $0.02 \text{ t m}^2 \text{ h an}^{-1} \text{ ha}^{-1} \text{ kJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$ ($0.0 \text{ t m}^2 \text{ h an}^{-1} \text{ ha}^{-1} \text{ kJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$ en tenant compte du taux de couverture par des pierres).

Auerswald (1984) a analysé les sols de ses parcelles test en laboratoire pour calculer le facteur d'érodibilité selon l'équation (2.2). Les valeurs calculées varient de 0.31 et $0.53 \text{ t m}^2 \text{ h an}^{-1} \text{ ha}^{-1} \text{ kJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$. La moyenne est de $0.42 \text{ t m}^2 \text{ h an}^{-1} \text{ ha}^{-1} \text{ kJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$. Les sols étudiés par Auerswald sont des loess très fins ce qui explique pourquoi l'érodibilité est 2 à 200 fois plus grande que celle des sols alpins étudiés ici.

Dällenbach et Kuhn (1990/91 et 1991) ont fait des analyses en laboratoire d'échantillons de sols pour déterminer le coefficient d'érodibilité de terrains agricoles dans le canton d'Argovie. L'érodibilité moyenne de leurs échantillons est de $0.28 \text{ t m}^2 \text{ h an}^{-1} \text{ ha}^{-1} \text{ kJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$. Les valeurs varient de 0.06 et $0.48 \text{ t m}^2 \text{ h an}^{-1} \text{ ha}^{-1} \text{ kJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$. Elles sont deux à trois fois plus élevées que celles déterminées pour les sols alpins. Dans la présente recherche, le coefficient d'érodibilité moyen est de $0.08 \text{ t m}^2 \text{ h an}^{-1} \text{ ha}^{-1} \text{ kJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$ ($0.03 \text{ t m}^2 \text{ h an}^{-1} \text{ ha}^{-1} \text{ kJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$ en tenant compte du taux de couverture par des pierres).

Il convient de rappeler ici, que l'équation (2.2) et les abaques utilisés par Dällenbach et Kuhn (1990/91 et 1991) ont été établis pour des sols agricoles aux Etats Unis. Les sols étudiés par Auerswald (1984) ainsi que par Dällenbach et Kuhn (1990/91 et 1991) sont très semblable. L'applicabilité des abaques au milieu alpin n'est cependant pas prouvée. Elle peut éventuellement être vérifié par les essais en laboratoire avec simulateur de pluie.

6 ESSAIS SUR MODELE

Les essais en laboratoire sont destinés à mieux cerner l'influence des paramètres principaux, à savoir l'intensité de pluie, le débit de ruissellement, la pente, la granulométrie du sol et sa densité. Les essais ont été exécutés dans la halle d'essais du département d'Hydrologie Forestière de l'Institut Fédéral de Recherche sur la Forêt, la Neige et le Paysage (FNP) à Birmensdorf (ZH). Cette halle a été choisie parce qu'elle est équipée d'un simulateur de pluie de qualité.

6.1 Installation expérimentale

L'installation expérimentale (voir Figure 6.1) se compose des quatre éléments suivants qui sont décrits plus en détail ci-après :

- un simulateur de pluie;
- un dispositif d'alimentation en débit réparti;
- un plan récepteur inclinable jusqu'à 45 degrés;
- un système de mesure.

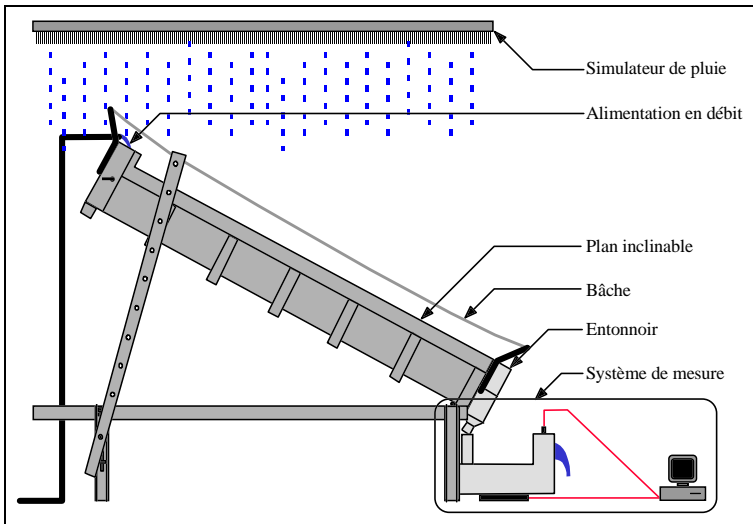


Figure 6.1 : Installation expérimentale.

6.1.1 Simulateur de pluie

Le simulateur de pluie est du type formateur de gouttes. Il s'agit d'une reconstruction du simulateur utilisé par DePloey à Louvain (Schmidt, 1983).

La surface arrosée est de cinq mètres sur trois, composée de cinq unités de un mètre sur trois. L'intensité est réglable grâce à une vanne centrale. Un débitmètre permet de mesurer le débit total et un manomètre la pression à l'entrée du système. Chacune des cinq unités possède une vanne d'entrée pour le réglage fin de la répartition du débit par unité.

Un réseau de tuyaux d'alimentation distribue l'eau jusqu'aux capillaires qui servent de formateurs de gouttes (cf. Figure 6.2). Ces tubes en silicone ont un diamètre intérieur de 0.5 mm et un diamètre extérieur de 2.7 mm. Leur densité est de 2500 au mètre carré. Les gouttes formées à l'extrémité des capillaires ont toutes le même diamètre. Elles tombent sur une grille métallique disposée 1.3 m en dessous des formateurs de gouttes. Cette dernière sert d'une part à répartir les gouttes dans l'espace et d'autre part à étendre la granulométrie des gouttes. Cette granulométrie a été déterminée et comparée (Schmidt, 1983) à la granulométrie des gouttes d'une pluie naturelle de même intensité. La correspondance satisfaisante entre les deux courbes est satisfaisante.

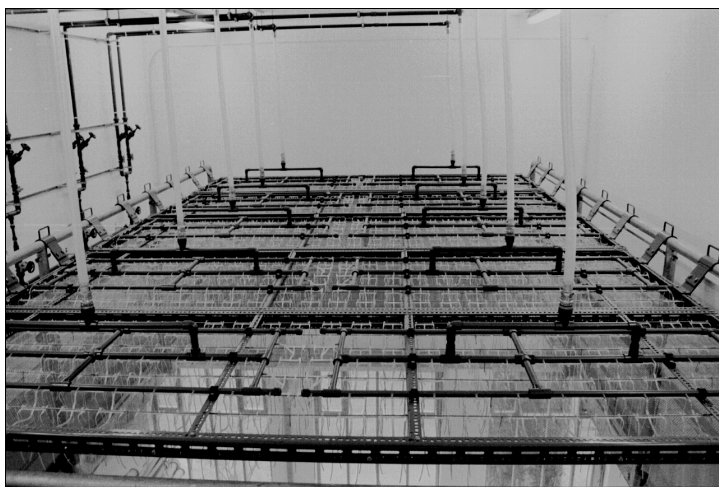


Figure 6.2 : Réseau d'alimentation et simulateur de pluie.

La hauteur de chute des gouttes depuis la grille jusqu'au sol est de six mètres environ. Ainsi, la plupart des gouttes ont pratiquement atteint leur vitesse limite de chute au point d'impact (vitesse pour laquelle les forces de frottement égalent les forces de gravité). Avec une hauteur de chute de 5 m, l'énergie cinétique d'un arrosage d'intensité 60 mm h^{-1} correspond au 70 % de l'énergie d'une averse naturelle de même intensité (Hassel et Richter, 1992).

L'énergie cinétique spécifique du simulateur de pluie se calcule avec la granulométrie des gouttes ainsi qu'avec les vitesses de chute données par Schmidt (1983) et dans le Tableau 6.1.

Selon l'équation (2.1), l'énergie cinétique spécifique est donc $26.5 \text{ kJ m}^{-2} \text{ mm}^{-1}$.

Diamètre [mm]	Pourcentage de poids [%]	Vitesse de chute après 6 m [m s ⁻¹]
1	2.2	4.5
2	29.4	6.4
3	41.4	7.4
4	23.2	8.1
5	3.8	8.4

Tableau 6.1 : Granulométrie et vitesse de chute des gouttes du simulateur de pluie de Birmensdorf.

Pour le simulateur de pluie utilisé, il restait à vérifier, si l'arrosage est uniforme sur toute la surface. Dans ce but, la surface d'arrosage a été divisée selon une maille de 50 cm de côté. A chaque intersection, des bouteilles munies d'entonnoirs ont été disposées en guise de pluviomètres (cf. Figure 6.3). Des essais d'arrosage ont été exécutés avec différentes intensités de pluie. Chaque essai durait environ 20 min. Pendant l'essai, le débit total entrant était mesuré et, après l'essai, le volume d'eau récolté dans les bouteilles était relevé. A partir de ces résultats, la répartition spatiale de l'intensité d'arrosage a pu être dessinée (cf. Figure 6.4) et l'intensité moyenne calculée sur la surface du plan récepteur.

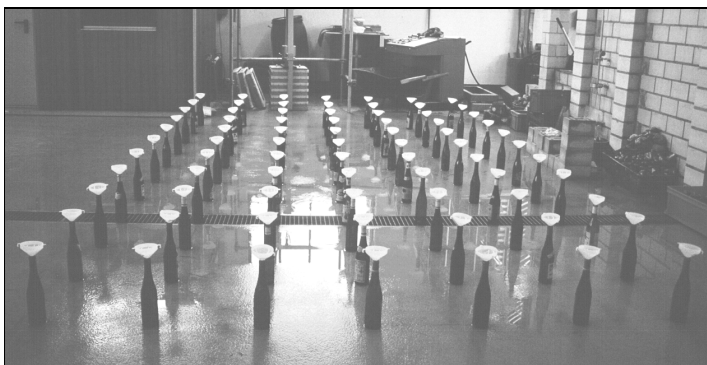


Figure 6.3 : Surface arrosée par le simulateur de pluie avec des pluviomètres disposés selon une maille régulière

Pour atteindre une répartition d'arrosage aussi uniforme que possible, les vannes des cinq unités du simulateur ont été réglées successivement. Selon Hall (1969), l'uniformité d'arrosage est satisfaisante lorsque l'indice de Christiansen, calculé selon l'équation (2.78), est supérieur à 0.8. A la Figure 6.5, l'indice de Christiansen a été rapporté en fonction de l'intensité

d'arrosage. L'indice atteint des valeurs entre 0.85 et 0.9 suivant l'intensité et l'uniformité peut être considérée comme satisfaisante.

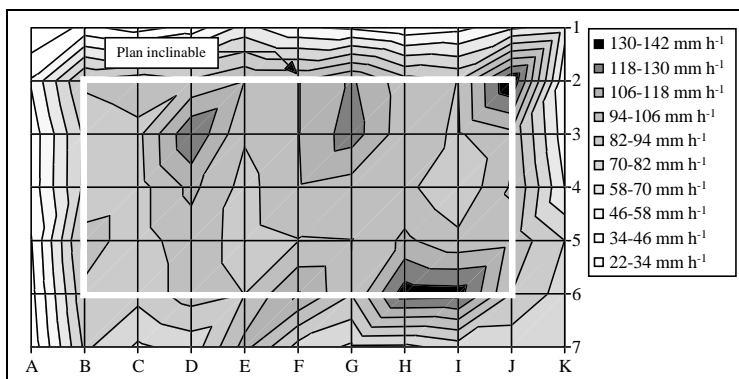


Figure 6.4 : Répartition de l'intensité d'arrosage sur la surface du simulateur de pluie obtenue par interpolation des points de la maille de mesure.
 Intensité moyenne sur la surface du plan inclinable = 102 mm h⁻¹.

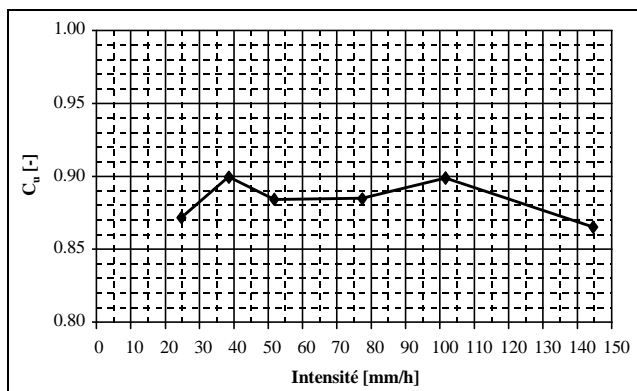


Figure 6.5 : Indice de Christiansen en fonction de l'intensité d'arrosage.

Les essais de vérification de l'uniformité d'arrosage ont également permis d'établir la relation entre le débit total mesuré par le débitmètre central et l'intensité de l'arrosage.

6.1.2 Dispositif d'alimentation en débit réparti

A l'amont du plan incliné est installé un réservoir de 20 cm de largeur et 50 cm de profondeur. La paroi aval dirigée vers la surface du plan incliné est munie d'orifices circulaires de trois millimètres de diamètre espacés de cinq centimètres (cf. Figure 6.6). Ce dispositif permet d'introduire un débit réparti à l'amont du plan incliné, au ras du sol compacté.

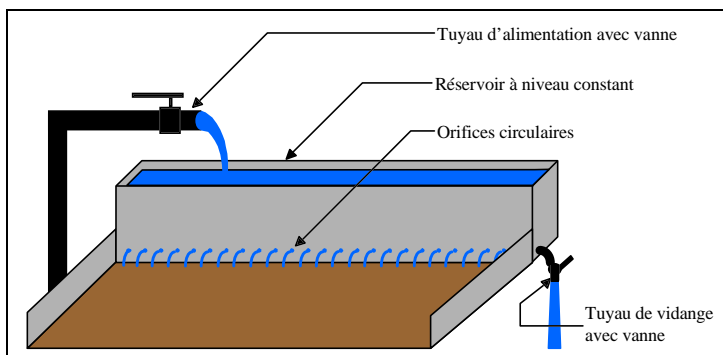


Figure 6.6 : Schéma du dispositif d'alimentation en débit réparti.

Le réservoir est alimenté par un tuyau équipé d'une vanne, branché sur le circuit d'eau industriel de la halle. La haute pression de ce circuit permet de régler un débit constant entre 0 et 0.5 l s^{-1} à l'aide de la vanne. Ce débit est mesuré par volumétrie.

L'alimentation en débit réparti peut être arrêtée en manœuvrant les deux vannes de vidange se situant à gauche et à droite du réservoir. Les vannes ont un diamètre intérieur d'environ sept centimètres ce qui permet une diminution du débit de 0.5 l s^{-1} à 0 en cinq secondes.

6.1.3 Plan incliné

Le plan récepteur (cf. Figure 6.7) a été conçu au LCH pour la présente étude et pour un autre projet de recherche.

Le plan incliné consiste en un bac métallique monté sur un cadre à quatre pieds d'environ un mètre de haut. Ceci permet la mise en place du système de mesure au-dessous du niveau du plan (cf. Figure 6.1). A l'extrémité aval, le bac est lié au cadre par un axe de rotation. A l'extrémité amont, deux béquilles permettent de fixer le bac à n'importe quelle inclinaison entre zéro et 50 % (26.6°). Le levage se fait à l'aide du pont roulant du laboratoire.

Une couche de 35 cm de sol compacté avec une dame à air comprimé peut être placée dans le bac pour l'exécution des essais. Le glissement du sol est empêché par des raidisseurs fixés sur le fond du bac. Une couche de géotextile et des trous disposés dans le fond du bac permettent le drainage du sol pendant les essais. Les parois latérales et amont dépassent la

surface du sol pour éviter toute perte d'eau. La paroi aval se termine à ras du sol, permettant ainsi l'évacuation de l'eau de ruissellement et des particules érodées.

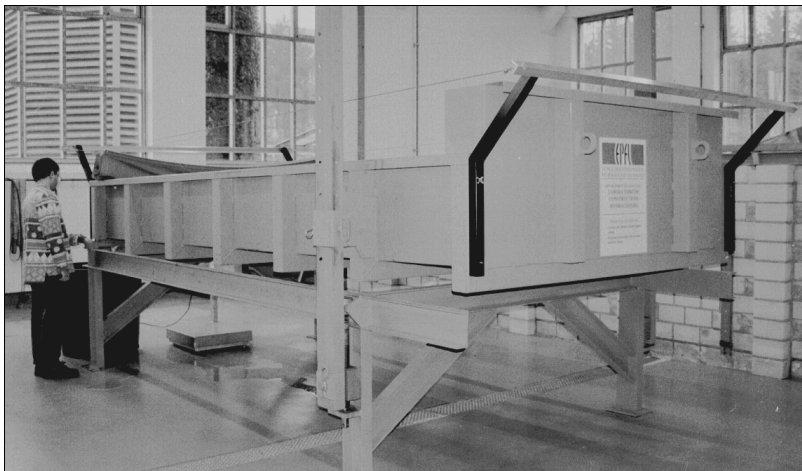


Figure 6.7 : Plan inclinable.

Le système de distribution d'eau du simulateur de pluie met un certain temps jusqu'à ce qu'il soit rempli, c'est-à-dire jusqu'à l'intensité d'arrosage souhaitée est atteinte. De la même manière, il continue à "pleuvoir" après fermeture de la vanne principale, car le système de distribution met du temps pour se vider. Afin d'avoir des débuts et des arrêts nets de l'arrosage, une bâche a été tendue par dessus le bac récepteur. Cette dernière peut être retirée, dès que l'intensité d'arrosage souhaitée est atteinte, et remise en place au moment de la fermeture de la vanne principale.

6.1.4 Système de mesure

Le système de mesure disposé à l'extrémité aval du plan récepteur se compose de dispositifs pour la récolte de l'eau et des particules solides ainsi que d'appareils de mesure (cf. Figure 6.8).

L'eau chargée de matières solides est déversée par dessus la paroi aval du bac inclinable. Elle tombe dans un entonnoir qui la conduit dans un récipient muni d'un déversoir de sortie. Grâce aux lamelles et à la section relativement grande du récipient, les vitesses d'écoulement à l'intérieur de ce dernier sont faibles et les particules solides se déposent. Le récipient est posé sur une balance et son poids peut être déterminé à intervalles réguliers. Une sonde à ultrasons permet de mesurer le niveau d'eau dans le récipient et de connaître ainsi le débit sortant par le déversoir et le volume total (volume d'eau plus volume de sédiments retenus). Les deux grandeurs mesurées sont enregistrées sur ordinateur et permettent de calculer l'hydrogramme de ruissellement et le volume de sédiments cumulés en connaissant le rapport densité de l'eau - densité des particules solides (cf. Figure 6.9)

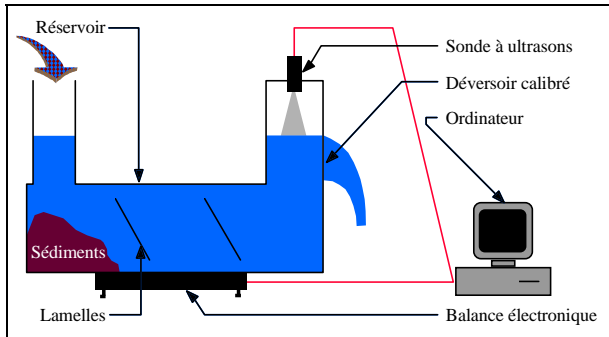


Figure 6.8 : Système de mesure.

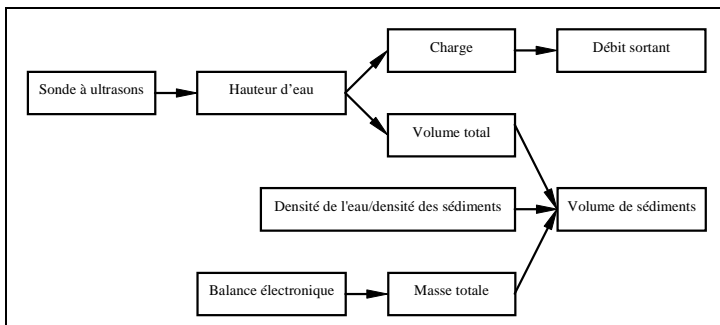


Figure 6.9 : Schéma de calcul du débit de ruissellement et du volume de sédiments.

Le programme MEASURE (National Instruments, 1995a et b) permet la lecture des valeurs mesurées par la balance et la sonde et leur report dans une feuille EXCEL (Microsoft, 1992). Cette dernière permet d'exécuter les calculs nécessaires après l'essai. La balance peut être reliée au port parallèle de l'ordinateur, tandis que la sonde à ultrasons doit passer par une carte d'acquisition de données (DAQ). Par conséquent les deux instruments ne peuvent être lus simultanément. Un petit programme écrit dans EXCEL permet la lecture alternée des deux instruments à un intervalle de deux secondes et l'enregistrement du temps de la lecture. Le schéma de la Figure 6.10 est ensuite appliqué pour le calcul du débit de ruissellement et du volume de sédiments cumulé.

La balance possède un processeur qui transforme le signal électrique en poids qui est envoyé en format ASCII au port parallèle de l'ordinateur. La DAQ reçoit le signal brut de la sonde à ultrasons. Cette dernière doit donc être calibrée avant chaque essai.

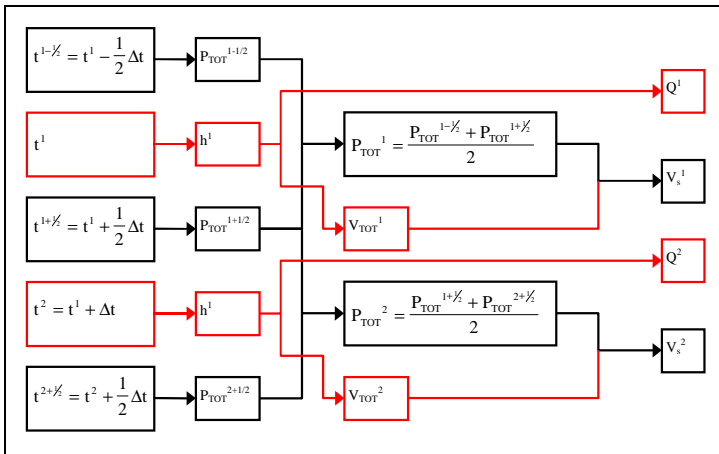


Figure 6.10 : Schéma de mesure et de calcul temporel de l'hydrogramme de ruissellement et du volume de sédiment cumulé.

Le déversoir de sortie du réservoir qui permet la mesure du débit ruisselé est constitué d'une plaque métallique avec une fente de quatre millimètres dont les bords sont aiguisés à 45 °. Les formules classiques de déversoir ne sont pas applicables à ce genre d'ouverture qui doit par conséquent être étalonné.

Pour l'étalonnage, le réservoir du dispositif de mesure est alimenté le circuit d'alimentation en débit réparti du plan inclinable.

Le niveau d'eau dans le réservoir est mesuré avec la sonde à ultrasons et un limnimètre, ce qui permet d'établir la relation entre le signal de la sonde et le niveau d'eau. Le débit est déterminé par volumétrie. En connaissant le niveau de crête du déversoir, sa relation charge - débit peut être définie. Le système de mesure est calé pour cinq à six débits constants différents. La densité de l'eau mesurée à l'aide d'un aéromètre et le poids du réservoir rempli permettent d'établir la relation hauteur d'eau - volume de ce dernier.

La précision de la mesure du volume solide est de 6 % environ. Cet erreur est déduit de la précision des appareils et des procédés de mesure :

- La précision de mesure de la sonde ultrason est de ± 1 mm sur toute la gamme (0 à 600 mm). Pour le déversoir de mesure, une erreur de ± 1 mm sur la charge, de ± 20 ml sur le volume d'eau et de ± 0.25 s sur le temps conduit à une erreur de 10 % sur le débit moyen de 0.25 l s^{-1} .
- La précision de la balance et de ± 2 g sur un poids de 100 kg. Avec une précision de lecture pour la densité de l'eau de 1 g l^{-1} , le volume d'eau et de sédiment peut être déterminé à 0.5 % près.

- La densité des solides peut être déterminé avec une précision de 0.5 à 5 % (Recordon, 1984).

6.1.5 Sol choisi pour l'expérimentation

Les campagnes de terrain effectuées sur les bassins versants de Gebidem, Göschenalp Luzzone, Malvaglia et Mattmark ont permis de définir les types d'érosion présents, de recenser les zones sensibles à l'érosion et de prélever une dizaine d'échantillons des sols concernés sur chaque bassin versant (cf. paragraphe 5.3). Les caractéristiques géotechniques des sols ont été déterminées par des essais en laboratoire.

Le choix d'un sol pour les essais expérimentaux a été fait sur la base des courbes granulométriques exclusivement. Celles-ci forment un fuseau assez étroit dans la catégorie des sables ou des sables légèrement limoneux. Pour les essais d'érosion en laboratoire, le choix s'est donc porté sur un matériau morainique provenant d'une gravière dont la granulométrie se situe dans la moyenne des échantillons prélevés sur les bassins versants (cf. Figure 6.11).

Il s'agit d'un sable très limoneux (SM-ML) ou d'un gravier très limoneux avec sable (GM-GC) avec un coefficient d'uniformité de 46 et une courbure de 3.1. La limite de liquidité est de 14.5 % et l'indice de plasticité de 3.4 %.

La teneur en matière organique est de 0.08 % et la perméabilité de $3.0 \cdot 10^{-2} \text{ cm s}^{-1}$ donc élevée. L'érodibilité du sol test est par conséquent de $0.16 \text{ t h m}^2 \text{ an}^{-1} \text{ mm}^{-1} \text{ kJ}^{-1}$ selon les abaques présentés au paragraphe 2.3.1. Cette érodibilité correspond à celle des types de sol "Flysch et Bündnerschiefer" et "Formations calcaires" définis par la carte d'aptitude des sols (Häberli et al., 1980) (cf. Tableau 7.1).

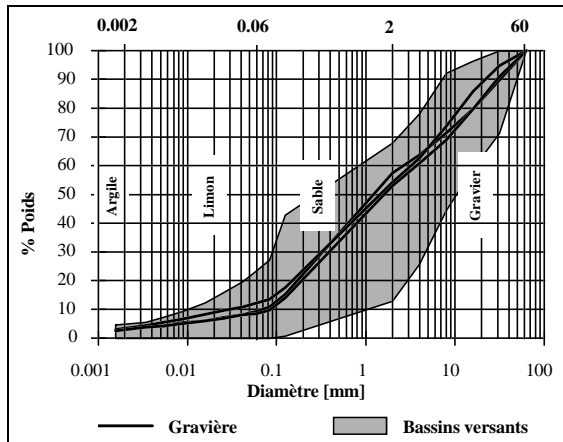


Figure 6.11 : Courbes granulométriques des échantillons prélevés sur les bassins versants et du sol choisi pour les essais en laboratoire (Gravière).

Le coefficient Micro-Deval de 14.2 % est supérieur à la moyenne des échantillons prélevés sur le terrain. La roche est donc plus dure. Ceci n'a cependant qu'une influence à long terme sur un bassin versant et pas sur les essais prévus (cf. paragraphe 6.2.1).

La densité des particules solides a également été déterminée en laboratoire selon la norme SN 670 335a (VSS, 1989). Elle est de 2.71 kg l^{-1} .

6.2 Programme et déroulement des essais

6.2.1 Programme des essais

Les premiers essais ont été exécutés seulement avec de la pluie. Une deuxième série avec un débit réparti a suivi pour mieux cerner l'influence du ruissellement.

Pendant les essais de pluie, le sol choisi a été testé avec quatre pentes différentes, soit 9, 30, 40 et 50 %. Pour chaque pente trois essais avec des intensités de 60, 90 et 140 mm h^{-1} ont été exécutés. Chaque essai consiste en deux cycles d'arrosage espacés d'une demi-heure. Le premier arrosage dure une heure, le deuxième une demi-heure. Les essais de pluie exécutés sont résumés à la Figure 6.12.

Les intensités et les durées d'arrosage choisies peuvent paraître démesurées en comparaison des courbes intensité-durée-fréquence de la plupart des stations pluviométriques. Cela s'explique par le fait que l'hypothèse selon laquelle l'énergie cinétique des pluies est additive a été adoptée également ici (cf. paragraphe 2.3.1). Pour les bassins versants étudiés au chapitre 4, l'érosivité de la pluie annuelle moyenne se situe entre 66 et $203 \text{ kJ mm m}^{-2} \text{ ha}^{-1} \text{ an}^{-1}$ (cf. paragraphe 4.2.2). Les essais avec pluie ont une érosivité entre 65 et $600 \text{ kJ mm m}^{-2} \text{ ha}^{-1} \text{ 1.5h}^{-1}$ (cf. paragraphe 6.3.2) ce qui correspond à une période de 4 mois à 9 ans suivant la région.

Pour la pente de 9 % les trois essais ont été exécutés avec deux états de surface différents. Pendant la première série, la couche de sol délavée a été remplacée après chaque essai. Avant la deuxième série, la couche de surface a seulement été compactée à la dame. Un essai préliminaire à 140 mm/h a ensuite permis l'établissement d'un tri granulométrique en surface et la formation des premières rigoles. Ainsi la surface ressemble d'avantage aux surfaces d'érosion observées in situ (cf. Figure 6.13).

Pour la pente de 30 % les trois essais ont été exécutés avec trois états de surface différents. Pendant la première série, la couche de sol délavée a été remplacée après chaque essai. Avant la deuxième série, la couche de surface a seulement été compactée par foulement au pied. Un essai préliminaire à 140 mm h^{-1} a ensuite permis l'établissement d'un tri granulométrique en surface et la formation des premières rigoles. Ainsi la surface ressemble d'avantage aux surfaces d'érosion observées in situ. La dernière série d'essais a été exécutée de même manière que la deuxième, sauf que la couche de surface a été compactée à la dame avant l'essai préliminaire. Pour les pentes de 40 et de 50 % la méthode de la troisième série a été adoptée.

Une seule série de trois essais avec une pente de 40 % et de 90 mm h^{-1} a permis de voir l'évolution de l'érodibilité du sol au cours du temps.

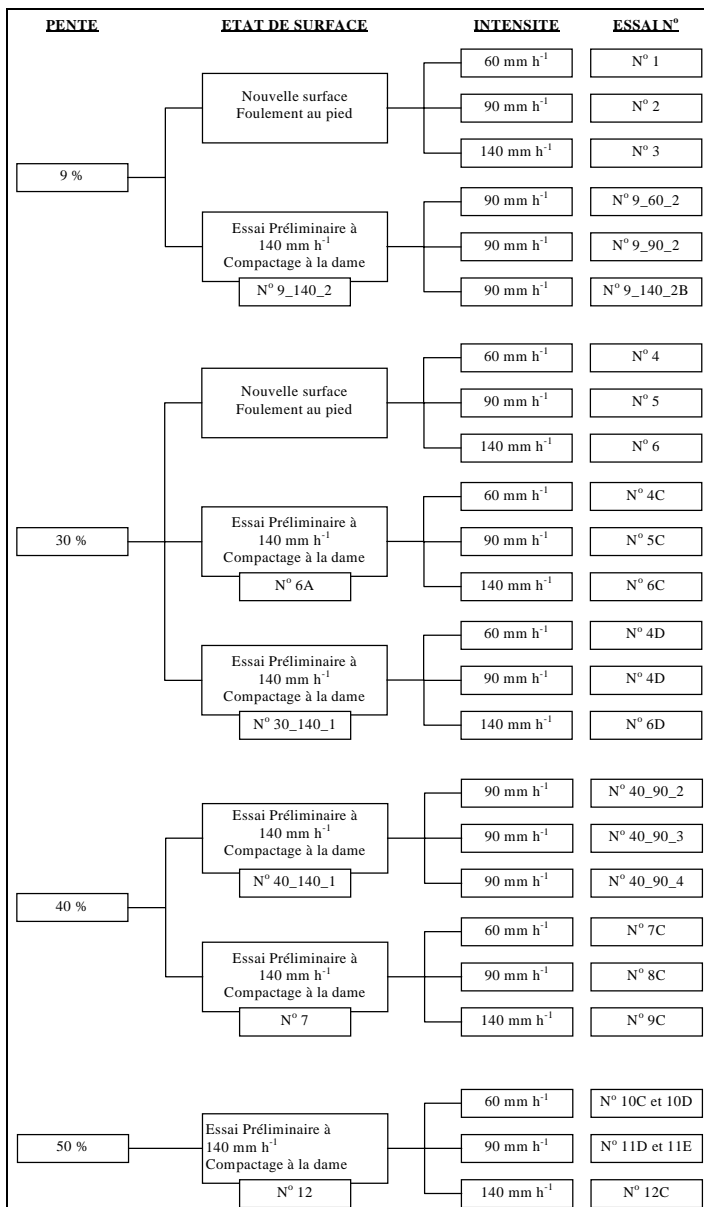


Figure 6.12 : Programme des essais de pluie.

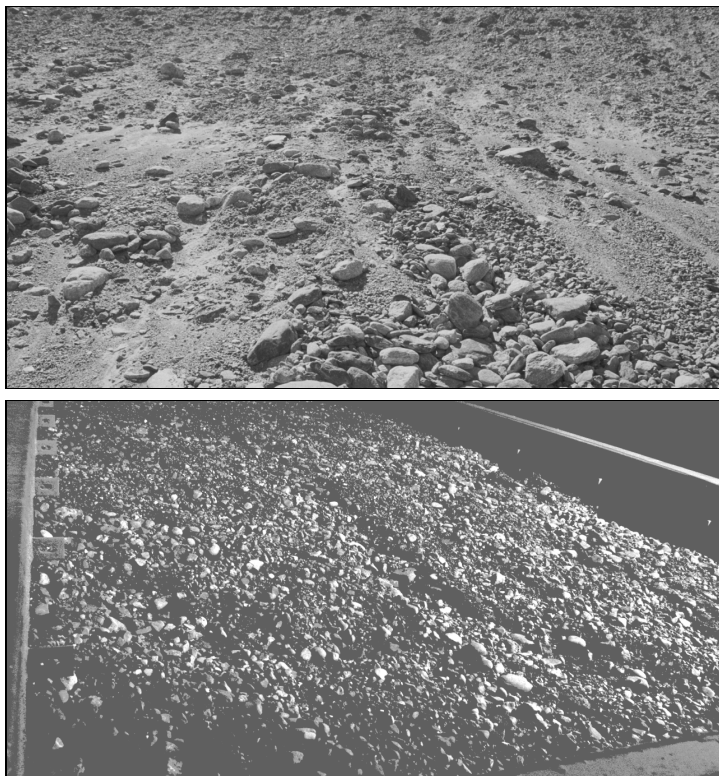


Figure 6.13 : Comparaison d'une surface d'érosion sur une moraine à Mattmark (prélèvement Mattmark I) avec la surface obtenue après un essai préliminaire (essai No 12).

Pour les essais avec ruissellement le sol a été testé avec trois pentes différentes, soit 9, 30 et 40 %. Chaque pente a fait l'objet de quatre essais avec des débits de ruissellement de 0.15, 0.25, 0.35 et 0.45 l s⁻¹ sur une durée de 1 à 1.5 h environ. Ces débits se situent dans la gamme des débits de pointe observés lors des essais de pluie. Avant chaque série d'essais la couche de sol délavé a été remplacée et compactée à la dame. Ensuite deux essais préliminaires, le premier avec une intensité de pluie de 140 mm h⁻¹, le second avec un débit de 0.33 l s⁻¹, ont permis l'établissement d'un triage granulométrique en surface et la formation des premières rigoles. Ainsi la surface ressemble d'avantage aux surfaces d'érosion observées in situ. Les essais avec débit réparti constant sont résumés à la Figure 6.14.

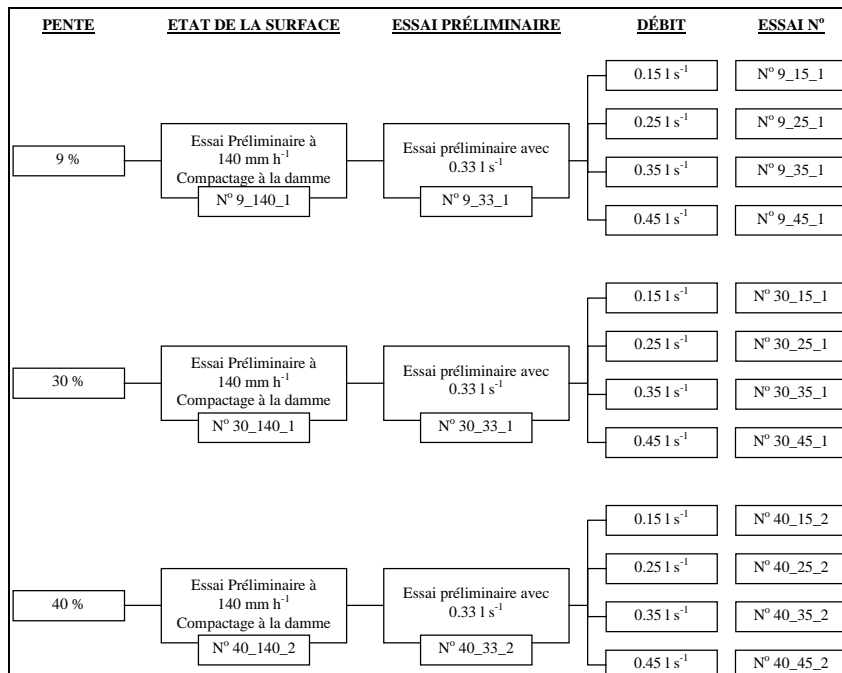


Figure 6.14 : Programme des essais avec ruissellement.

6.2.2 Déroulement des essais

Le déroulement des essais de pluie peut se résumer comme suit :

- arrosage du sol pendant une heure pour mouiller le sol ;
- pause d'une demi-heure pour laisser égoutter le sol;
- arrosage d'une demi-heure;
- pause de trois jours pour laisser sécher le sol.

Des cycles d'arrosage similaires à celui défini ci-dessus ont été appliqués pour la plupart des essais d'érosion effectués en Europe (Auerswald et al., 1992). L'application de cette démarche permet ainsi une meilleure comparaison avec d'autres études.

Une pause de plusieurs jours entre deux essais permet d'avoir toujours avec à peu près les mêmes conditions d'humidité au début des essais. Certains auteurs (Viani, 1986) proposent une pause de cinq jours. Des essais de séchage, effectués avec l'un des échantillons prélevés sur les bassins versants, ont cependant montré qu'après trois jours l'humidité du sol atteint une

valeur pratiquement constante dans le temps. Les sols étudiés ici sont assez grossiers ce qui permet à l'eau de s'évaporer facilement.

En conclusion, les essais préliminaires avec une intensité de pluie de 140 mm h⁻¹ ont été exécutés selon le même schéma trois jours avant le début des essais de pluie.

Les essais de ruissellement avec débit réparti ont été fait sur sol humide. Trois jours après l'essai préliminaire avec une pluie de 140 mm h⁻¹ l'essai préliminaire à débit constant de 0.33 l s⁻¹ a été exécuté sur une durée de deux heures. Les quatre essais de la série ont suivi avec des pauses d'une à deux heures pour permettre une vidange du système de mesure. Pendant ces essais, le débit a été maintenu constant pendant 1 à 1.5 h environ.

Après le remplacement de la couche de sol délavé, c'est à dire avant l'essai préliminaire de chaque série, la densité du sol à été mesurée à l'aide de la méthode décrite au paragraphe 5.3.1. Ceci afin de contrôler, que la densité du sol test en place correspond bien à la valeur choisie pour les essais, soit 1.9 kg l⁻¹. Celle-ci correspond aux valeurs maximales mesurées lors des campagnes de terrain et est par conséquent un peu plus élevée que la densité moyenne ce qui permet d'éviter les glissements dans le bac d'essai (cf. paragraphe 5.4).

Avant et après chaque essai, la teneur en eau du sol a été déterminée selon la norme SN 670 340b (VSS, 1989). La densité de l'eau a également été mesurée avant chaque essais à l'aide d'un aéromètre.

L'eau infiltrée pendant l'essai est évacuée par les trous pratiqués dans le fond du plan inclinable. Elle est récoltée dans des seaux permettant la mesure du volume d'eau infiltré total.

La détermination du poids d'eau et de sédiments et du niveau d'eau dans le réservoir de mesure fonctionne de manière automatique pendant toute la durée de l'essai grâce à l'ordinateur. Pendant les premiers essais, il a été constaté que les particules érodées les plus fines ne sont pas déposées dans le réservoir. L'eau sortant du déversoir devient brune après une dizaine de minutes. Pour pouvoir calculer le volume de sédiments ainsi évacué, la densité de l'eau chargée a été mesurée toutes les cinq minutes à l'aide d'un aréomètre. La concentration ne dépasse toutefois la valeur de 0.8 g l⁻¹ que pendant les essais préliminaires.

6.3 Résultats

6.3.1 Interprétation des mesures

A la fin de l'essai, les mesures de la balance et de la sonde à ultrasons en fonction du temps ainsi que de la densité de l'eau légèrement chargée en sédiments sortant du déversoir sont disponibles. La densité de l'eau propre et le volume d'eau infiltrée sont également connus.

Le niveau mesuré par la sonde permet de calculer le débit à chaque instant :

$$Q = c \cdot (y - w)^d \dots\dots\dots (6.1)$$

où

$$y = a \cdot \text{signal sonde} + b \dots\dots\dots (6.2)$$

avec : Q : débit ruisselé [l s⁻¹]

c : coefficient de déversoir préalablement calé [l s⁻¹ cm^{-d}]

- y : hauteur d'eau dans le réservoir de mesure [cm]
- w : hauteur de la crête du déversoir par rapport au fond du réservoir de mesure [cm]
- d : exposant de la charge sur le déversoir préalablement calé [-]
- a : constante déterminée lors du calage pour calculer la hauteur d'eau à partir du signal de la sonde [V^{-1}]
- b : constante déterminée lors du calage pour calculer la hauteur d'eau à partir du signal de la sonde [-]

Les niveaux mesurés par la sonde permettent également de déterminer le volume total d'eau et de sédiments dans le réservoir de mesure à chaque instant :

$$V_{TOT} = e \cdot y + f \quad \dots\dots\dots (6.3)$$

avec : V_{TOT} : volume total d'eau et de sédiments dans le réservoir de mesure [l]

e : constante déterminée lors du calage pour calculer le volume dans le réservoir en fonction de y [$l \text{ cm}^{-1}$]

f : constante déterminée lors du calage pour calculer le volume dans le réservoir en fonction de y [l]

Le volume total et le poids total d'eau et de sédiments dans le réservoir permette de calculer le volume de sédiments cumulé.

$$V_{TOT} = V_e + V_{scum} \quad \dots\dots\dots (6.4)$$

et

$$P_{TOT} = V_e \cdot \rho_e + V_{scum} \cdot \rho \quad \dots\dots\dots (6.5)$$

d'où

$$V_{scum} = \frac{P_{TOT} - V_{TOT} \cdot \rho_e}{\rho - \rho_e} \quad \dots\dots\dots (6.6)$$

avec : V_e : volume de l'eau [l]

V_{scum} : volume des sédiments cumulé [l]

P_{TOT} : masse totale d'eau et de sédiments, moyenne sur deux mesures (cf. Figure 6.10) [kg]

ρ_e : densité de l'eau [$kg \text{ l}^{-1}$]

ρ : densité des sédiments [$kg \text{ l}^{-1}$]

Puisqu'une partie des sédiments est évacuée par le débit sortant du réservoir, la courbe de volume de sédiments doit être corrigée comme suit :

$$V_{scum} = \frac{P_{TOT} - V_{TOT} \cdot \rho_e}{\rho - \rho_e} + Q \cdot \Delta t \cdot \frac{\rho_m - \rho_e}{\rho - \rho_e} \quad \dots\dots\dots (6.7)$$

avec : Δt : pas de temps [s]

ρ_m : densité du mélange eau-sédiments [kg l^{-1}]

Pour l'analyse des essais, le volume total des sédiments érodés a été déterminé à partir de la courbe de volume cumulé. Ainsi, la perte en terre est connue pour différentes pentes et différentes intensités ou différents débits de ruissellement.

L'intégrale de l'hydrogramme de crue donne le volume d'eau ruisselé. La somme du volume d'eau ruisselé et du volume d'eau infiltré donne le volume des précipitations pendant l'essai. Ce volume divisé par la durée de l'essai donne l'intensité de pluie réelle moyenne. La hauteur de pluie est égale au volume des précipitations divisé par la surface du plan inclinable.

L'hydrogramme de ruissellement permet de déterminer le débit de ruissellement de pointe.

Pour pouvoir comparer les résultats expérimentaux entre eux ou avec d'autres études, les paramètres de l'USLE et de l'USLE modifiée ont été calculés pour tous les essais. Ce sont l'érosivité de la pluie R_i (équation (2.43)) et l'érosivité du ruissellement R_r (équation (2.12)). Le calcul de l'érosivité de la pluie tient compte du fait que l'énergie cinétique spécifique d'un simulateur de pluie est constante, elle vaut ici $26.5 \text{ J m}^{-2} \text{ mm}^{-1}$ (cf. paragraphe 6.1.1). Selon les essais de Viani (1986), l'érosivité de la pluie est proportionnelle au produit de la hauteur de pluie et de l'intensité de la pluie ($H \cdot I$). Cette grandeur a également été déterminée pour tous les essais.

Les résultats des essais sont résumés dans les tableaux des annexes C.1 et C.2.

6.4 Discussion des résultats

Les essais effectués en laboratoire ont permis de faire des observations intéressantes sur les processus et les paramètres de l'érosion. Les résultats ont ensuite été comparés aux résultats des études décrites au paragraphe 4.3.

6.4.1 Observations

6.4.1.1 Essais de pluie

Surface du sol

Pendant les essais de pluie, un pavage de la surface se forme rapidement. Les particules fines sont délavées et les graviers restent. Après ce tri granulométrique, la perte en sol décroît et atteint une valeur pratiquement constante, comme le montre l'évolution de la pente moyenne de la courbe du volume solide cumulé. L'aspect de la surface pavée correspond à celui des surfaces d'érosion dans les bassins versants visités. Par conséquent, un essai préliminaire avec une forte intensité de pluie a été exécuté avant la plupart des séries d'essais.

Les résultats des trois séries d'essais de pluie avec 30 % montrent très bien l'influence de l'état de surface initial (voir Figure 6.15)

La formation de rigoles a seulement été observée pour les essais de pluie avec une pente de 50 %. Pour les pentes plus faibles, il y a formation de bosses. Les graviers en surface forment des obstacles à l'écoulement qui perd de sa capacité de transport et de son pouvoir d'arrachement. Des dépôts de matériaux se forment par conséquent à l'amont des cailloux.

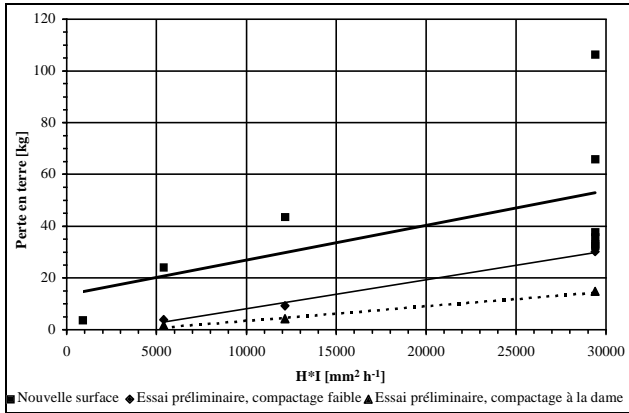


Figure 6.15 : Perte en terre en fonction du produit hauteur \times intensité de pluie pour une pente de 30 % et différents états de surface.

Processus d'érosion

Un changement des processus pour des pentes et des intensités de pluie élevées peut être observé. Avec une pente de 50 % et une intensité de 140 mm/h l'érosion et le transport de sédiments se fait en majorité par des mini-coulées de boue (cf. Figure 6.16 et Figure 6.17). Pour les autres essais, les phénomènes d'érosion de surface classiques ont été observés : entraînement des particules par la pluie et le ruissellement et transport des sédiments par charriage ou en suspension.

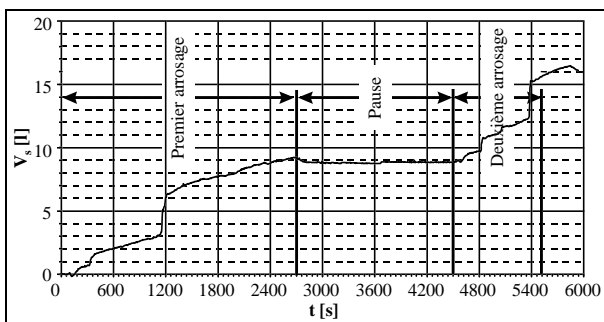


Figure 6.16 : Courbe de volume solide cumulé pour l'essai de pluie à 50 % de pente et une intensité de 140 mm h⁻¹. Les augmentations brusques marquent l'arrivée d'une coulée de boue.

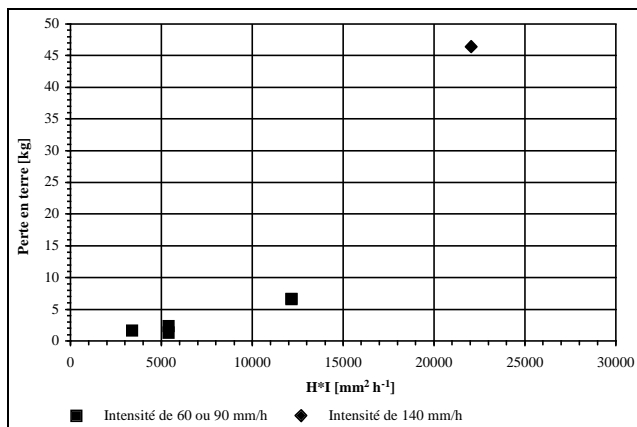


Figure 6.17 : Perte en terre en fonction du produit hauteur \times intensité de pluie pour une pente de 50 %. Pour l'intensité de 140 mm h^{-1} , la perte en terre est beaucoup plus élevée suite au grand volume transporté par coulées de boue.

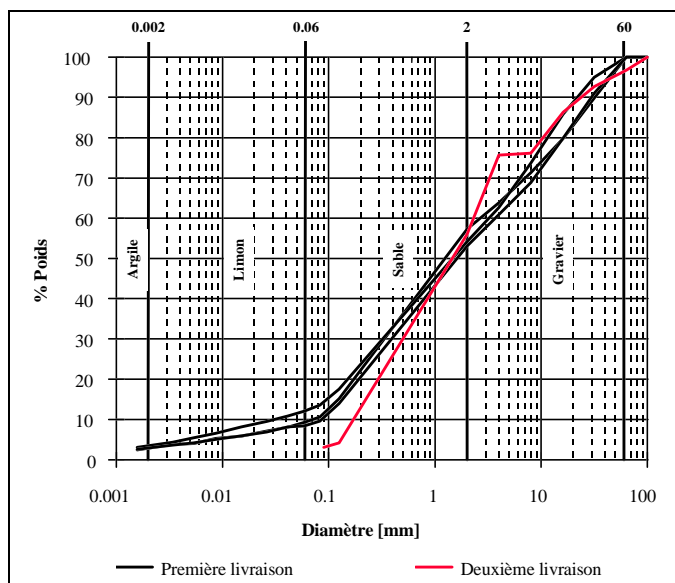


Figure 6.18 : Courbes granulométriques de deux livraisons du matériau de la gravière choisie.

Pendant l'essai préliminaire à 140 mm h^{-1} avant la série avec ruissellement seul, des coulées de boue ont pratiquement vidé tout le matériel du banc d'essai. Cette série était ainsi impossible à exécuter. En fait, une deuxième livraison de sol de la gravière choisie a été nécessaire pour l'exécution des essais de ruissellement. Une analyse granulométrique de ce matériau a montré qu'il était légèrement plus grossier que celui de la première livraison provenant d'une couche supérieure de la gravière (cf. Figure 6.18). La perméabilité du deuxième matériau était donc plus grande conduisant probablement à une infiltration plus importante, provoquant l'instabilité du sol et le déclenchement de laves torrentielles.

Ruissellement

La comparaison du poids total des sédiments érodés en fonction de l'érosivité de la pluie pour les quatre différentes pentes montre l'influence du ruissellement. En fait, la surface horizontale qui intercepte la pluie décroît avec la pente du plan inclinable. Par conséquent, le débit de pointe de ruissellement est plus petit pour les essais à 50 % de pente et la perte en terre de cette série est plus faible que celle avec 40 % de pente (cf. Figure 6.19).

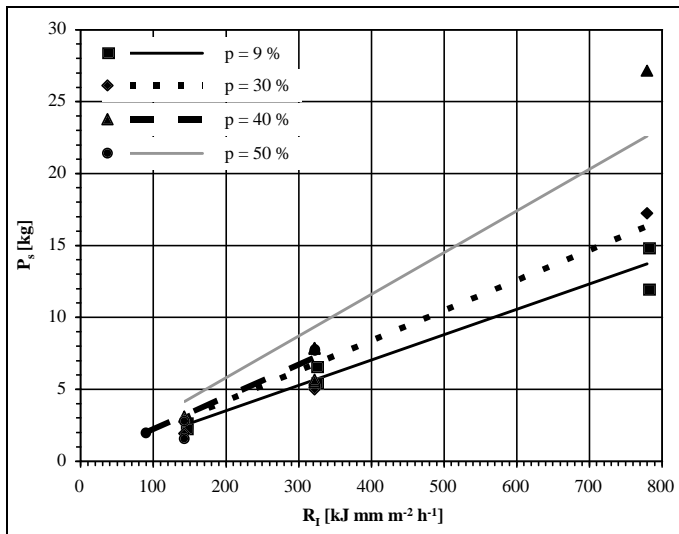


Figure 6.19 : Perte en terre des quatre séries de pluie avec différentes pentes en fonction du facteur pluie de l'USLE.

En rapportant la perte en terre des quatre séries d'essais à l'érosivité du ruissellement, ce phénomène disparaît. La perte en terre augmente avec la pente (cf. Figure 6.20).

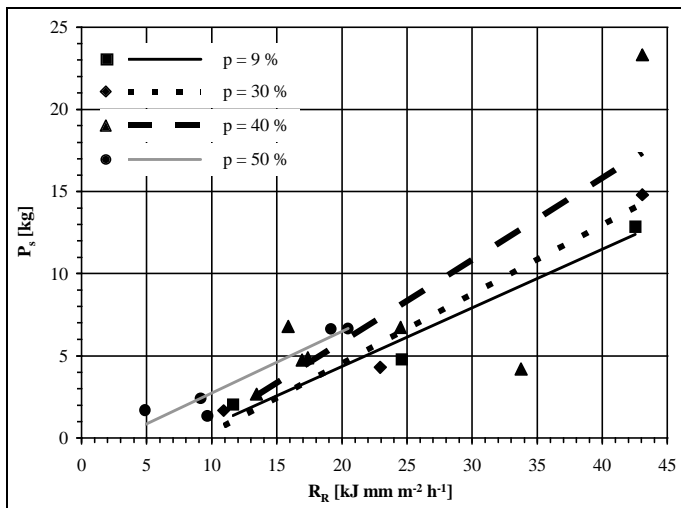


Figure 6.20 : Perte en terre des quatre séries de pluie avec différentes pentes en fonction du facteur ruissellement de l'USLE modifiée.

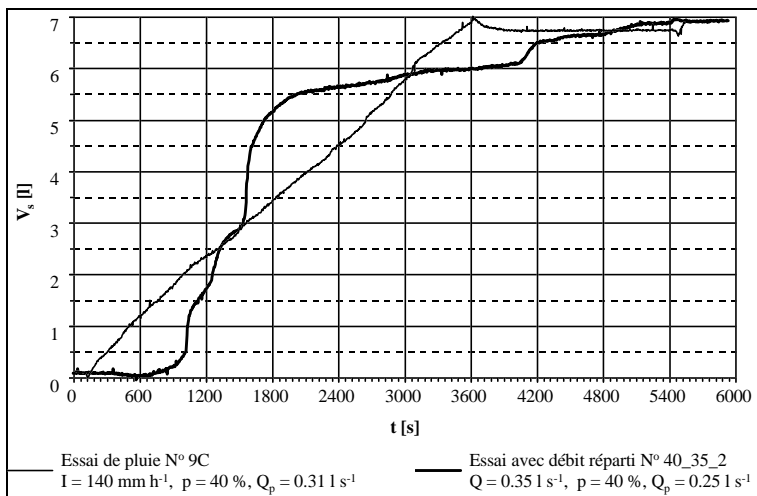


Figure 6.21 : Courbes de volume de sédiments cumulés d'un essai de pluie et d'un essai de ruissellement avec débit de pointe et volume de sédiments érodés comparables.

6.4.1.2 Essais de ruissellement

Surface du sol

Pendant l'essai préliminaire avec débit réparti constant, cinq à sept rigoles se forment rapidement, accompagnées d'un transport de solides relativement élevé. Ensuite, la perte en terre décroît brusquement. Pour cette raison, les séries d'essais avec débit réparti sont précédées par d'un deuxième essai préliminaire avec débit réparti.

Processus d'érosion

Pendant les essais de ruissellement, le transport en suspension est sensiblement plus faible que pendant les essais de pluie. L'eau sortant du système de mesure est pratiquement propre. En fait, l'écoulement sur la surface du sol est moins turbulent pendant les essais avec débit réparti suite à l'absence d'impact de gouttes de pluie. Par conséquent la quantité de particules très fines détachées et transportée est diminuée. Ceci confirme les observations de Kinnell (1990) et Chiew et Parker (1996) selon lesquelles les turbulences sont le moteur du détachement des particules cohésives et du transport en suspension.

Le taux d'érosion est moins constant lors des essais avec débit réparti que lors des essais avec pluie (cf. Figure 6.21). Ceci est dû aux processus d'érosion. De temps en temps, les berges des rigoles s'affaissent et forment un dépôt de matériaux meubles sur le fond de la rigole. Ce dépôt est rapidement mobilisé et transporté vers l'aval par l'écoulement. Après cet événement, le transport solide est à nouveau relativement faible correspondant aux quelques particules détachées de la matrice du sol par le ruissellement.

6.4.1.3 Matériaux érodés

Une analyse granulométrique des matériaux érodés a été faite pour chaque essai de pluie standard et pour chaque série d'essai de ruissellement. Les courbes granulométriques résultantes de cette analyse sont représentées à la Figure 6.22.

Cette figure montre que le sol érodé par la pluie est en général plus fin que le sol en place. Les matériaux érodés pendant les essais avec une pente de 50 % et des intensités de 90 ou 140 mm h⁻¹ ont cependant sensiblement la même texture que le sol en place. Ceci est dû au fait qu'une grande partie de ces matériaux a été transportée par un ruissellement concentré ou des coulées boueuses qui peuvent détacher et emporter des particules de diamètres relativement importants.

Sur la Figure 6.23, le diamètre à 90 % de poids, D_{90} , du sol érodé est reporté en fonction de la pente. Ce diamètre caractérise les plus gros grains qui peuvent être détachés et transportés pour une configuration d'essai donnée. La figure montre que les solides érodés deviennent plus grossiers avec la pente.

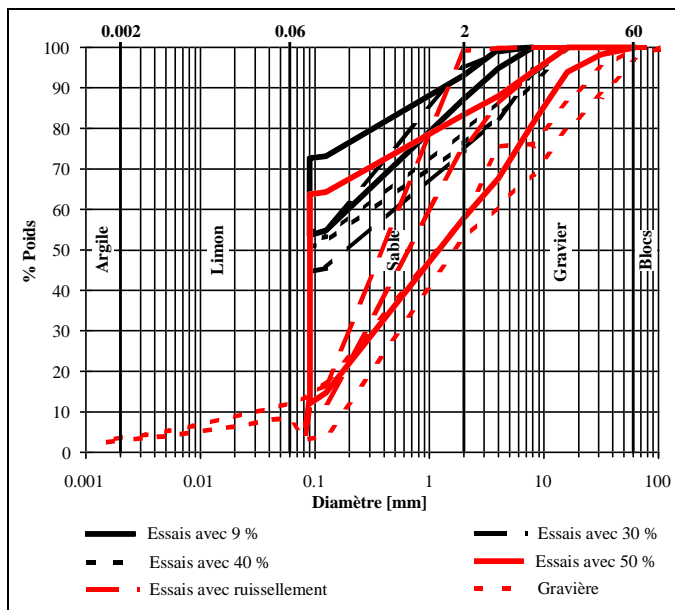


Figure 6.22 : Courbes granulométriques du sol érodé et du sol en place (Gravière).

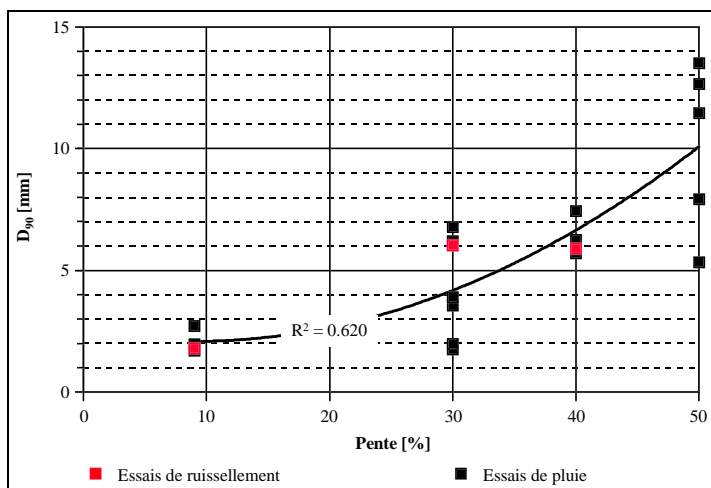


Figure 6.23 : Diamètre moyen des matériaux érodés en fonction de la pente.

Le D_{90} est également représentatif du plus petit grain qui est encore stable pour une configuration d'essai donnée. La Figure 6.23 montre, qu'il est proportionnel au carré de la pente comme préconisé par Band (1990) qui a trouvé que le diamètre des grains stables sur un versant est proportionnel à une fonction potentielle de la pente.

6.4.2 Comparaison avec d'autres études

Les résultats des essais sont comparés avec les résultats des études décrites au paragraphe 4.3.

Une comparaison de la perte en terre des essais avec pluie avec les résultats des essais de Schauer et Bunza montre l'influence de la végétation (cf. Figure 6.24). Les prés alpins et les pistes de ski testés par Schauer et Bunza étaient complètement ou partiellement couvert de végétation. Ils étaient donc moins sensibles à l'érosion de surface que le sol nu des essais en laboratoire.

Les essais de F. Graf ont curieusement une perte de terre plus élevée que les essais de l'auteur. L'explication de ce phénomène doit probablement être cherchée dans la taille différente des surfaces d'essai.

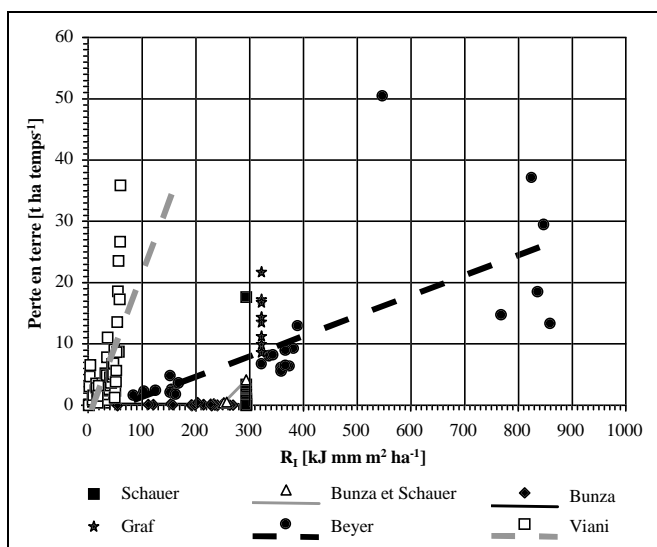


Figure 6.24 : Comparaison des résultats des essais de pluie en laboratoire avec les essais de Schauer, Bunza et Graf. Perte en terre en fonction de la hauteur de ruissellement.

Une comparaison de la perte en terre de la série d'essais de pluie à 50 % de pente avec les résultats de Hurni (1981) et de Viani (1986) montre que le sol alpin testé dans la présente recherche est moins érodible (cf. Figure 6.25). La perte de terre mesurée par Hurni et la

quantité de sol érodé mesurée par Viani sont toujours plus grandes que celle mesurée par l'auteur, même pour des pentes plus faibles et la parcelle avec végétation.

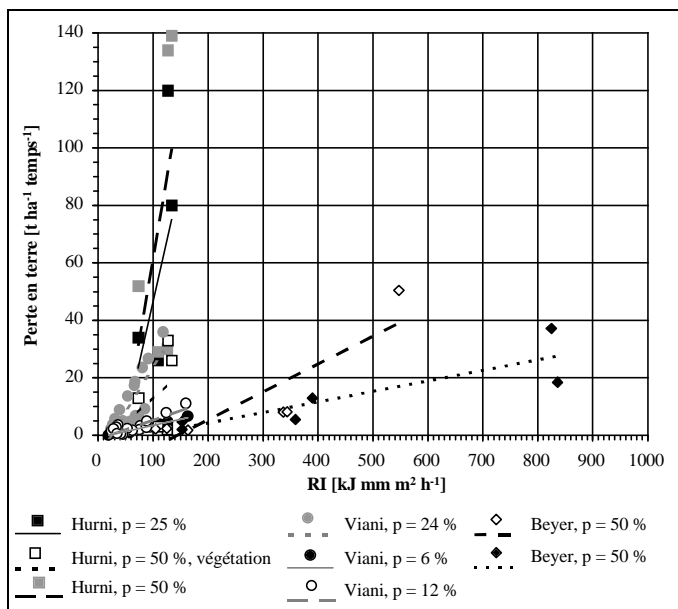


Figure 6.25 : Comparaison des résultats des essais de pluie en laboratoire avec les mesures de Hurni. Perte en terre en fonction de l'érosivité de ruissellement.

7 MODELES D'EROSION

7.1 Modèles globaux

Les données sur les retenues et les bassins versants alpins suisses (cf. paragraphes 4.1 et 4.2) sont utilisées ici en vue d'établir un modèle d'érosion pour le milieu alpin à l'échelle du bassin versant. Ce modèle a été calé à sur la base d'une analyse statistique de ces données.

Parallèlement, deux modèles d'érosion ont été choisis pour vérifier leur aptitude à simuler l'érosion hydrique dans les bassins versants alpins. Il s'agit de l'USLE et de la méthode de Gavrilovic. Ces deux modèles ont été appliqués aux bassins versants visités lors des campagnes de terrain (cf. chapitre 5), car leur application demande une connaissance approfondie soit des sols soit de la géomorphologie du bassin versant.

7.1.1 Analyse statistique des données d'alluvionnement des retenues

L'analyse statistique des données présentées aux paragraphes 4.1 et 4.2 a été exécutée à l'aide du programme EXCEL. Ce dernier permet de faire des ajustements linéaires ou logarithmiques à une ou plusieurs variables par la méthode des moindres carrés et possède une routine d'optimisation. Ces fonctions donnent directement le coefficient de corrélation et permettent la vérification des ajustements avec les tests statistiques les plus courants.

7.1.1.1 Bases statistiques

Pour les ajustements à variables multiples par la méthode des moindres carrés, le coefficient de corrélation augmente avec le nombre de variables choisies ainsi qu'avec le nombre de mesures. Il faut donc corriger ce coefficient pour pouvoir comparer des ajustements effectués avec un nombre de variables différent. Ceci se fait avec l'équation suivante (communication personnelle de Jean-Marie Helbling, adjoint scientifique au Département de Mathématique de l'EPFL) :

$$R_{\text{cor}}^2 = 1 - \left(1 - R^2\right) \cdot \frac{M}{M - N} \dots\dots\dots (7.1)$$

avec : R_{cor}^2 : coefficient de corrélation corrigé [-]

R^2 : coefficient de corrélation de l'ajustement à variables multiples [-]

M : nombre de mesures [-]

N : nombre de variables [-]

7.1.1.2 Ajustements statistiques

Dans une première étape, des ajustements entre le volume de sédiments déposé annuellement dans les retenues et un seul paramètre des bassins versants correspondants ont été établies. Ces ajustements ont tous un coefficient de corrélation assez faible et non significatif (cf. Figure 7.1). Ceci signifie que la perte en terre ne peut être expliquée par un seul

paramètre à cause de la complexité des processus de l'érosion hydrique qui fait intervenir de nombreux facteurs.

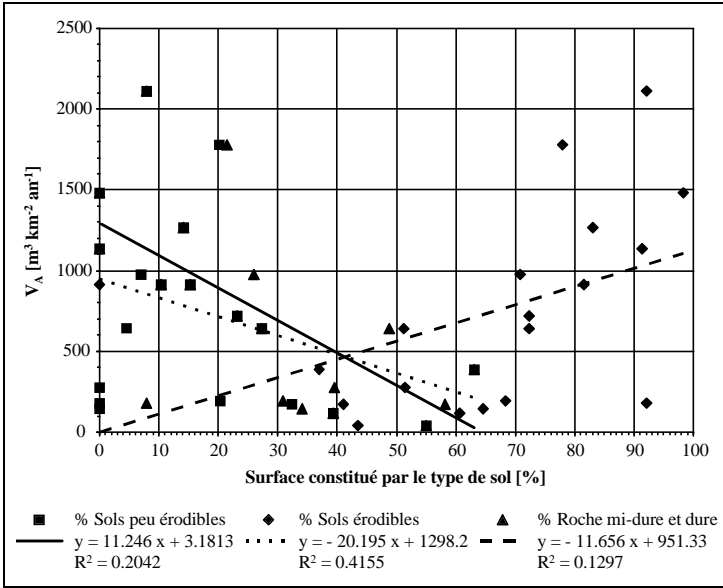


Figure 7.1 : Ajustements linéaires à une variable entre l'apport en sédiments dans les retenues étudiées et le pourcentage de la surface des bassins versants correspondants constituée d'un type de roche spécifique (selon la carte des aptitudes des sols).

L'analyse a été poursuivie avec des ajustements à plusieurs variables. Deux formes d'équations ont été choisies pour ces ajustements, car elles ont donné les meilleurs résultats parmi toute une série de relations possibles. La première est linéaire :

$$V_A = a_1 \cdot X_1 + a_2 \cdot X_2 + \dots + a_N \cdot X_N + b \dots\dots\dots (7.2)$$

avec : V_A : volume spécifique de l'apport annuel en sédiments
[m³ km⁻² an⁻¹]

X_1, X_2, \dots, X_N : choix de variables parmi les caractéristiques du bassin versant influençant l'érosion hydrique

a_1, a_2, \dots, a_N, b : constantes d'ajustement

La deuxième forme d'équation choisie pour les ajustements est la fonction de puissance suivante :

$$V_A = a \cdot X_1^{c_1} \cdot X_2^{c_2} \cdot \dots \cdot X_N^{c_N} + b \dots\dots\dots (7.3)$$

avec : c_1, c_2, \dots, c_N : constantes d'ajustement

Les exposants c_i de l'équation (7.3) ont été ajustés à l'aide de la routine d'optimisation d'EXCEL de manière à maximiser le coefficient de corrélation.

7.1.1.3 Résultats

Les ajustements avec les deux formes d'équations proposées ont été faits pour différentes combinaisons de variables. Les ajustements conduisant aux meilleurs coefficients de corrélation ont été examinés afin de vérifier s'ils sont conformes aux résultats de la recherche sur l'érosion hydrique connus à ce jour. Il s'agit notamment de vérifier, si la perte en terre augmente ou diminue avec les paramètres qui selon les connaissances actuelles conduisent à une augmentation ou une réduction de l'érosion.

Après cet examen, quatre modèles ont été retenus :

- L'apport en sédiment augmente linéairement en fonction de la hauteur des précipitations tombées entre juin et septembre, de la surface du bassin versant couverte par des sols érodibles et de la surface sans couvert végétal.
- La perte en terre est une fonction linéaire de la hauteur des précipitations estivales, de la surface couverte par des sols érodibles, de la surface sans végétation et du changement de la longueur des glaciers.
- L'érosion augmente en fonction de la puissance du pourcentage de la surface de sols érodibles et de la surface sans couvert végétal.
- L'apport en sédiments est une fonction de puissance de la hauteur des précipitations estivales, de la surface couverte par des sols érodibles, de la surface sans végétation et du changement de la longueur des glaciers.

Modèle a)

L'équation du premier modèle est la suivante :

$$V_A = 1.633 \cdot H_{\text{été}} + 12.710 \cdot SE + 25.059 \cdot SV - 2142 \dots\dots\dots (7.4)$$

- avec :
- $H_{\text{été}}$: hauteur des précipitations moyennes tombées entre juin et septembre [mm]
 - SE : pourcentage de la surface du bassin versant constitué de sols érodibles (classification selon la carte d'aptitude des sols) [%]
 - SV : pourcentage de la surface du bassin versant sans couvert végétal [%]

Le coefficient de corrélation est de 0.758. Sur la Figure 7.2, les volumes annuels de sédiments érodés mesurés sont reportés en fonction de la perte en terre calculée.

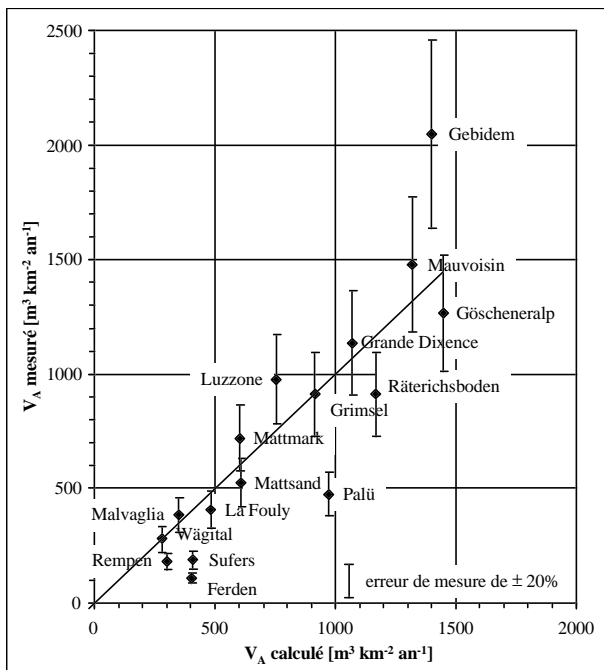


Figure 7.2 : Comparaison des volumes de sédiments mesurés avec ceux calculés par l'équation (7.4).

Modèle b)

Le deuxième modèle est décrit par :

$$V_A = 1.719 \cdot H_{\text{été}} + 12.576 \cdot SE + 25.043 \cdot SV - 45.456 \cdot \Delta L_G - 2196 \dots\dots\dots (7.5)$$

avec : ΔL_G : changement annuel de la longueur des glaciers par rapport à leur longueur totale [%]

Le coefficient de corrélation de cette équation est de 0.745. La droite de régression est présentée sur la Figure 7.3.

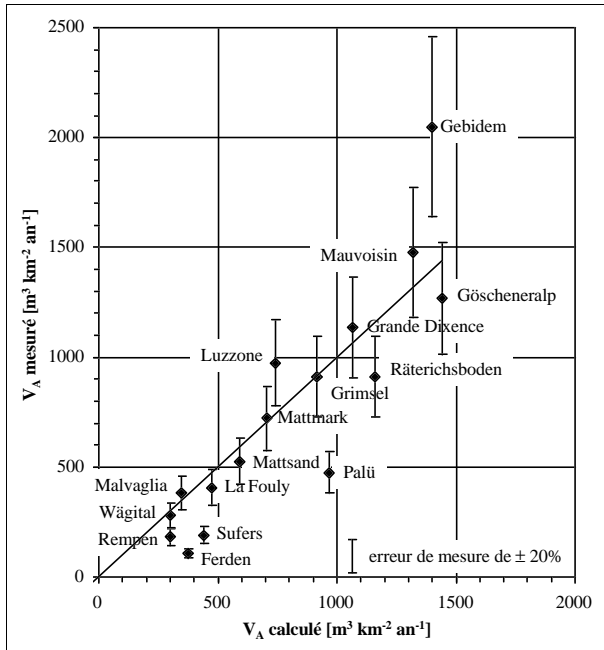


Figure 7.3 : Comparaison des volumes de sédiments mesurés avec ceux calculés par l'équation (7.5).

Modèle c)

L'équation du modèle c) est la suivante :

$$V_A = 0.892 \cdot 10^{-12} \cdot SE^{0.258} \cdot SV^{7.634} + 273 \dots\dots\dots (7.6)$$

Le coefficient de corrélation est de 0.804. Sur la Figure 7.4, le volume annuel de sédiments érodé mesuré est reporté en fonction du volume de sédiments calculé.

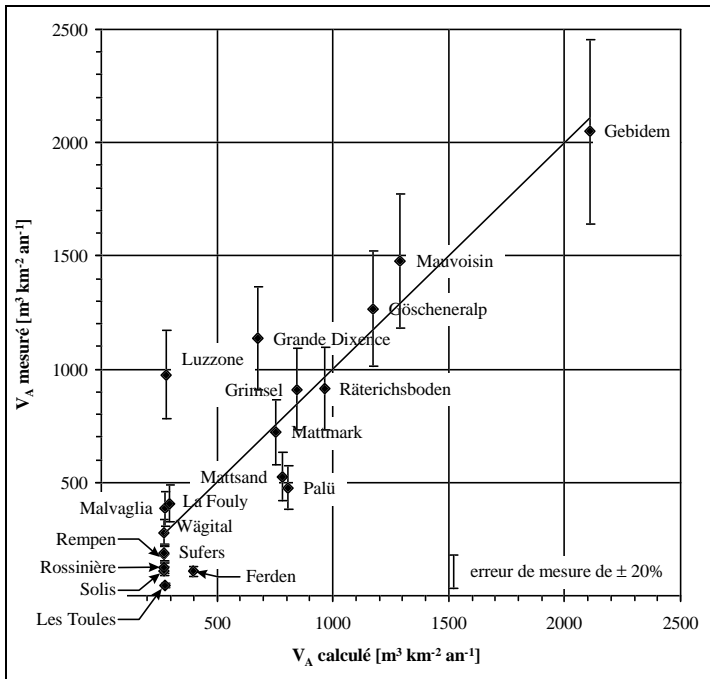


Figure 7.4 : Comparaison des volumes de sédiments mesurés avec ceux calculés par l'équation (7.6).

Modèle d)

Le dernier modèle est décrit par l'équation ci-dessous :

$$V_A = 93 \cdot 10^{-15} \cdot H_{\text{été}}^{0.052} \cdot SE^{0.091} \cdot SV^{8.108} \cdot \Delta L_G^{0.082} + 274 \dots\dots\dots (7.7)$$

Le coefficient de corrélation est de 0.806. La droite de régression est reportée sur la Figure 7.5.

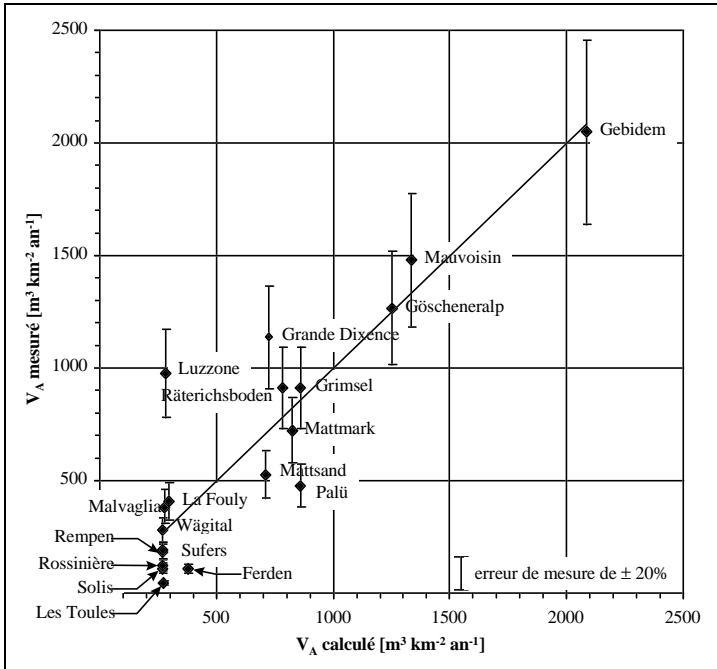


Figure 7.5 : Comparaison des volumes de sédiments mesurés avec ceux calculés par l'équation (7.7).

Les résultats de l'analyse statistique se trouvent dans l'annexe D.1.

7.1.1.4 Discussion

Sur la Figure 7.2 à la Figure 7.5 l'erreur de $\pm 20\%$ admise sur les mesures d'alluvionnement (cf. paragraphe 4.1.3) a également été reportée. La droite de régression passe à l'intérieur de l'intervalle $\pm 20\%$ de la plupart des points. L'erreur de calcul issue de l'utilisation des modèles proposés est par conséquent du même ordre de grandeur que l'erreur de mesure.

Les deux modèles linéaires a) et b) donnent des valeurs négatives de l'apport en sédiments pour les bassins versants avec une faible activité d'érosion. Ils ne peuvent donc pas être utilisés dans ces conditions.

Parmi les modèles non linéaires, le modèle c) a le coefficient de corrélation le plus élevé. Mais pour une utilisation sur d'autres bassins versants le modèle d) qui tient compte de plus de paramètres est certainement mieux adapté. En outre, le modèle c) ne tient pas compte des

précipitations ce qui ne paraît pas très logique pour un modèle d'érosion hydrique. Il faut toutefois relever que ces deux modèles ne sont pas très sensibles pour les bassins versants avec un faible apport en sédiments. Pour tous les bassins versants avec une perte en terre inférieure à $400 \text{ m}^3 \text{ km}^{-1} \text{ an}^{-1}$, la valeur calculée reste entre 270 et $300 \text{ m}^3 \text{ km}^{-1} \text{ an}^{-1}$.

Finalement, le modèle d'érosion d) est retenu. Les quatre paramètres du modèles ont une grande influence sur l'érosion des bassins versants alpins. Le nombre relativement grand de paramètres garantie que le modèle peut reproduire des conditions diverses. Le modèle n'est pas très sensible pour les bassins versants avec une faible activité d'érosion, mais il ne retourne pas de valeurs négatives de l'apport en sédiments.

7.1.2 USLE

Le modèle d'érosion empirique de l'USLE, de par son origine, ne semble pas très adapté pour une estimation de l'apport en sédiment des bassins versants alpins. L'auteur tient à vérifier cette hypothèse avant de tirer une conclusion définitive.

7.1.2.1 Hypothèses et évaluation des paramètres

L'analyse statistique des données sur l'alluvionnement des retenues (cf. paragraphe 7.1.1) a montré la forte influence des surfaces sans végétation. La relation entre l'apport annuel spécifique en sédiments dans des retenues examinées et le pourcentage de la surface sans couvert végétal du bassin versant correspondant est présentée à la Figure 7.6. Les travaux de recherche résumés dans la revue de littérature (cf. paragraphe 2.1.3) mènent à la conclusion que ces surfaces contribuent à la plus grande part de l'apport en sédiments.

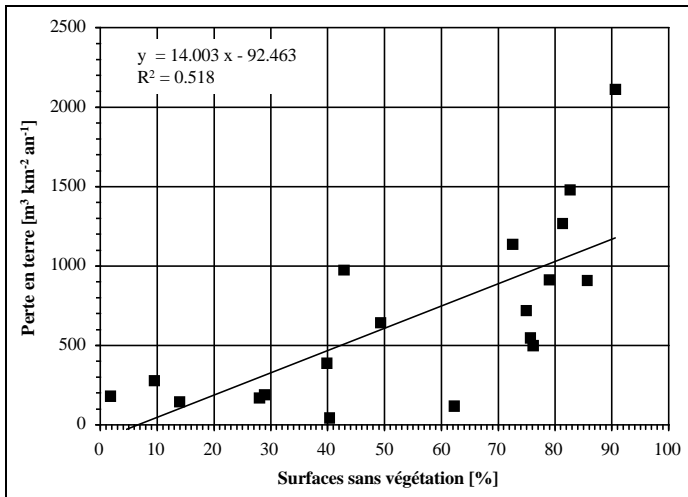


Figure 7.6 : Relation entre le volume d'apport en sédiments dans les retenues étudiées et le pourcentage de surface du bassin versant sans couvert végétal (cf. annexe A.1).

Dans le cadre de la présente recherche, la perte en terre des surfaces sans végétation a donc été calculée selon l'USLE pour la comparer à l'apport spécifique en sédiments mesuré. Cette méthode d'application du modèle d'érosion de l'USLE est basée sur les hypothèses suivantes :

- Les surfaces sans couvert végétal sont les seules qui contribuent de manière significative à l'apport en sédiments d'un bassin versant.
- A long terme, la totalité des sédiments érodés sur les surfaces sans végétation est transportée vers l'exutoire. Il n'y a pas de formation de dépôts permanents.

Avec ces deux hypothèses, cette application de l'USLE respecte le concept original de ce modèle qui était le calcul de la perte en terre moyenne à long terme sur une parcelle.

Les campagnes de terrain effectuées sur cinq bassins versants fournissent les données nécessaires à la détermination du facteur d'érodibilité du sol (cf. paragraphes 5.1.3 et 5.4.1). L'USLE est par conséquent appliquée aux bassins versants des retenues de Gebidem, Göscheneralp, Luzzzone, Malvaglia et Mattmark en se basant sur les hypothèses énoncées ci-dessus.

Pour rappel (cf. paragraphe 2.3.1), les équations de l'USLE sont énoncées ci-dessous :

$$A = R_1 \cdot K_1 \cdot L \cdot S \cdot C \cdot P \dots\dots\dots(2.41)$$

où

$$R = \sum (E \cdot I_{max,30}), \dots\dots\dots(2.42)$$

$$L = (l/l_u)^\lambda \dots\dots\dots(2.46)$$

et

$$S = 65,41 \cdot \sin^2(\beta) + 4,56 \cdot \sin(\beta) + 0,065 \dots\dots\dots(2.48)$$

- avec :
- A : perte en terre [$t \text{ ha}^{-1} \text{ an}^{-1}$]
 - R_1 : facteur d'agressivité climatique [$\text{kJ mm}^{-2} \text{ h}^{-1}$]
 - K_1 : facteur sol [$t \text{ m}^2 \text{ h an}^{-1} \text{ ha}^{-1} \text{ kJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$]
 - L : facteur longueur de pente [-]
 - S : facteur pente [-]
 - C : facteur agronomique [-]
 - P : facteur des aménagements anti-érosifs [-].
 - E : énergie cinétique de la pluie isolée [kJ m^{-2}]
 - $I_{max,30}$: intensité maximale pendant 30 min.
 - l : longueur effective de la pente [m]
 - l_u : longueur de la parcelle standard
 - λ : exposant de la longueur de pente
 - $\lambda = 0,5$, si $\beta < 5,7^\circ$

$$\lambda = 0.6, \text{ si } \beta > 5.7^\circ$$

β : pente du terrain [degré].

Les résultats des mesures d'alluvionnement des retenues donnent en général le volume des sédiments accumulés dans la retenue. Or la perte en terre calculée par l'USLE donne la masse des particules érodées. La densité des sédiments doit par conséquent être connue pour pouvoir comparer les valeurs de perte en terre mesurées et calculées. Pour les retenues de Göschenalalp et de Mattmark, la densité des alluvions n'a pas pu être déterminée (cf. paragraphes 4.1.1 et 4.1.2, ainsi que l'annexe A.1.1). Elle a été admise égale à $1'204 \text{ kg m}^{-3}$ ce qui est la valeur moyenne de toutes les retenues où la densité a pu être définie.

L'érosivité de la pluie a été calculée sur la base de séries de mesures pluviométriques au paragraphe 4.2.1. Elle a été admise uniforme pour un bassin versant alpin.

Le facteur d'érodibilité du sol a été évalué à l'aide des propriétés des échantillons de sol prélevés selon les abaques présentés par Viani (1986) et par Dällenbach et Kuhn (1990/91) (cf. paragraphe 3.1.1). Pour la distribution spatiale de l'érodibilité du sol, il a été admis que chaque type de sol de la carte d'aptitude des sols (Häberli et al, 1980) est caractérisé par une valeur bien définie du facteur d'érodibilité. Cette valeur est la médiane des valeurs K de tous les échantillons étudiés de ce type de sol (cf. paragraphes 5.1.3 et 5.4.1 ainsi que l'annexe B). Les facteurs d'érodibilité déterminés pour les différents types de sol sont résumés dans le Tableau 7.1.

Type de sol	Facteur d'érodibilité du sol	
	sans pierres	avec pierres
	[$\text{t m}^2 \text{ h an}^{-1} \text{ mm}^{-1} \text{ kJ}^{-1} \text{ ha}^{-1}$]	
Flysch et Bündnerschiefer	0.10	0.02
Formations calcaires	0.14	0.12
Granites et orthogneiss	0.08	0.03
Paragneiss	0.07	0.03
Glaciers, névés, rochers et autres domaines alpins improductifs pour l'agriculture	0.07	0.03

Tableau 7.1 : Facteur d'érodibilité pour les différents types de sol de la carte d'aptitude des sols.

Pour un versant à pente variable, le facteur topographique, $L \cdot S$, est calculé pour chaque section du versant à pente constante. Ensuite, la moyenne pondérée est évaluée par rapport à la longueur de chaque section (Foster et al., 1977). Ce calcul peut être effectué sur le MNT contenu dans la base de données GEOSTAT en admettant une pente constante sur chaque cellule de $100 \times 100 \text{ m}$. En tenant compte de leur orientation, la longueur effective de la pente des cellules peut être déterminée par projection.

$$l = \frac{100}{\cos(\vartheta)} \dots\dots\dots (7.8)$$

avec : l : longueur effective de la cellule [m]

ϑ : orientation (azimut) de la cellule [m]

Le facteur agronomique et le facteur des aménagements anti-érosifs sont égaux à l'unité pour les bassins versants étudiés et avec les hypothèses énoncées ci-dessus, car il s'agit de surfaces non cultivées, sans couvert végétal et sans aménagement contre l'érosion hydrique.

7.1.2.2 Procédure

Mise à part l'érosivité de la pluie, la distribution spatiale des paramètres de l'USLE sur les surfaces sans couvert végétal des cinq bassins versants a été déterminée à l'aide du programme IDRISI :

- La carte du facteur de pente a été calculée selon l'équation (2.48) à l'aide de la carte des pentes de GEOSTAT.
- La carte du facteur de longueur de pente a été établie sur la base des cartes des pentes et d'orientation de GEOSTAT à l'aide des équations (2.46) et (7.8).
- La distribution spatiale du facteur d'érosivité a été faite sur la base de la carte digitale des aptitudes des sols en Suisse dans GEOSTAT et des résultats des campagnes de terrain (cf. Tableau 7.1). La valeur du facteur d'érodibilité choisi tient compte de la couverture par des pierres.

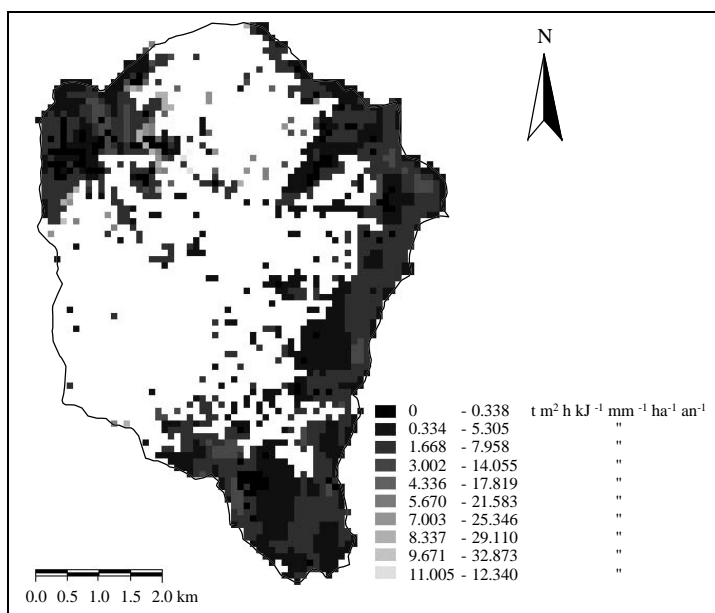


Figure 7.7 : Carte du risque d'érosion potentiel (produit $K \cdot L \cdot S$) sur les surfaces sans végétation du bassin versant de Luzzone.

Bases de la carte : Statistique la superficie 1978/85, carte digitale des aptitudes des sols de la Suisse, données sur les terrains, OFS GEOSTAT.

- Ensuite les cartes des facteurs K, L et S ont été multipliées pour produire la carte des risques d'érosion potentielle pour les surfaces sans végétation (cf. Figure 7.7). Ceci correspond à la carte du coefficient d'érosion de la méthode de Gavrilovic (cf. paragraphes 2.3.1 et 7.1.3).
- Finalement, la moyenne du produit $K \cdot L \cdot S$ a été déterminée afin de calculer la perte en terre annuelle moyenne des surfaces sans végétation selon l'équation (2.41).

Les résultats sont présentés dans l'annexe D.2.1 et résumés dans le Tableau 7.2.

7.1.2.3 Résultats et discussion

Les résultats du calcul présentés dans le Tableau 7.2 montrent que l'USLE surestime l'apport en sédiments, même en ne tenant compte que des surfaces sans végétation.

L'erreur de calcul est énorme et très variable selon les bassins versants. Ceci signifie que l'introduction d'un coefficient de rétention similaire à celui de la méthode de Gavrilovic (cf. équation (2.56) et paragraphe 7.1.3) ne peut pas améliorer les résultats obtenus. Une analyse de sensibilité sur le facteur d'érodibilité ne semble pas non plus apporter un changement significatif de ces résultats.

Nom du lac	$A_{\text{mesuré}}$	$A_{\text{calculé}}$	$\frac{A_{\text{calculé}} - A_{\text{mesuré}}}{A_{\text{mesuré}}}$
	$\left[\frac{t}{\text{ha} \cdot \text{temps}} \right]$	$\left[\frac{t}{\text{ha} \cdot \text{temps}} \right]$	[%]
Gebidem	36.4	116.3	219%
Göscheneralp	18.7	203.7	988%
Luzzone	27.8	184.1	563%
Malvaglia	11.1	201.4	1'713%
Mattmark	11.6	49.1	323%

Tableau 7.2 : Résumé des résultats de calcul avec l'USLE pour les cinq bassins versants étudiés.

Les essais en laboratoire avec simulateur de pluie ont montré que la pente a moins d'influence sur la perte en terre que supposé par l'USLE (cf. paragraphe 7.2.1). L'érosivité de la pluie par contre semble en avoir davantage. Un modèle basé sur l'USLE a été calé sur les résultats d'essai. Ce modèle, appelé modèle II, permet de définir un nouveau facteur de pente (cf. annexe D.4.6) :

$$S = -4.78 \cdot 10^3 \cdot \sin^{0.00004}(\beta) + 0.116 \cdot \sin(\beta) + 4.78 \cdot 10^3 \dots \dots \dots (7.9)$$

avec : S : facteur de pente [-]

β : pente du terrain [degré]

En outre, l'érosivité de la pluie R_i est élevée à la puissance 1.54814 dans le modèle II.

Les résultats présentés au Tableau 7.3 montrent que le modèle II sous-estime largement la perte en terre des bassins versants de Gebidem, Malvaglia et Mattmark. L'apport en sédiments calculé pour le bassin versant de Göschenalp est cependant deux fois plus grand que la masse déterminée sur la base des mesures d'alluvionnement.

Nom du lac	$A_{\text{mesuré}}$ [$\frac{t}{\text{ha} \cdot \text{temps}}$]	$A_{\text{calculé}}$ [$\frac{t}{\text{ha} \cdot \text{temps}}$]	$\frac{A_{\text{calculé}} - A_{\text{mesuré}}}{A_{\text{mesuré}}}$ [%]
Gebidem	36.4	3.0	-92%
Göschenalp	18.7	41.0	119%
Luzzone	27.8	30.7	10%
Malvaglia	11.1	4.0	-64%
Mattmark	11.6	0.8	-93%

Tableau 7.3 : Résumé des résultats de calcul avec le modèle II pour les cinq bassins versants étudiés.

En conclusion, l'USLE ainsi que le modèle II qui en est dérivé sont inadaptés pour une estimation de l'apport en sédiments annuel moyen d'un bassin versant alpin.

Une application de l'USLE basé sur un autre concept a été faite pour le bassin versant de Luzzone par Maestri et Massat (1996/97). Ils tiennent compte de l'influence des changements de pente comme proposé par Foster et Wischmeier (1974) ainsi que de la continuité des sédiments entre les différents segments de pente. Les versants et les cours d'eau sont délimités automatiquement à l'aide d'un MNT. Suivant le choix des paramètres, le résultat s'approche de la valeur mesurée. Il reste à vérifier si cette méthode donne également des bons résultats pour d'autres bassins versants.

Les résultats des calculs avec le modèle de l'USLE et du modèle II sont présentés à l'annexe D.2.

7.1.3 Modèle de Gavrilovic

La méthode de Gavrilovic (cf. paragraphe 2.3.1) a été appliquée aux cinq bassins versants visités lors des campagnes de mesure. Il s'agit des bassins versants des retenues de Gebidem, Göschenalp, Luzzone, Malvaglia et Mattmark.

7.1.3.1 Valeurs des paramètres

Pour rappel (cf. paragraphe 2.3.1) le lecteur retrouve les équations de ce modèle ci-dessous :

$$V_s = \zeta \cdot G \quad \dots\dots\dots(2.52)$$

où

$$\zeta = \frac{\sqrt{O \cdot Z} \cdot (l_p + l_a)}{(l_p + 10) \cdot F} \dots\dots\dots(2.53)$$

et

$$G = \Theta \cdot H_{\text{moy}} \cdot \pi \cdot \Gamma^{3/2} \cdot F \dots\dots\dots(2.54)$$

où

$$\Theta = \sqrt{\frac{\theta}{10} + 0.1} \dots\dots\dots(2.55)$$

et

$$\Gamma = \Xi \cdot \Pi \cdot (\Phi + \sqrt{s}) \dots\dots\dots(2.56)$$

avec : V_S : volume annuel moyen des apports en sédiments du bassin versant [$\text{m}^3 \text{an}^{-1}$]

ζ : coefficient de rétention du bassin versant [-]

G : volume annuel moyen de sédiments érodés [$\text{m}^3 \text{an}^{-1}$]

O : périmètre du bassin versant [km]

Z : altitude moyenne du bassin versant [km]

l_p : longueur du cours d'eau principal [km]

l_a : longueur cumulée des affluents [km]

F : surface du bassin versant [km^2]

Θ : coefficient de température [-]

H_{moy} : hauteur de pluie annuelle moyenne [mm an^{-1}]

Γ : coefficient d'érosion [$\text{m}^2 \text{km}^{-4/3} \text{mm}^{-2/3}$]

θ : température [$^{\circ}\text{C}$]

Ξ : coefficient de couverture du sol [-]

Π : coefficient de résistance du sol [-]

Φ : coefficient du type d'érosion [-]

s : pente moyenne du bassin versant [%]

Le volume de sédiments annuellement érodé sur le bassin versant, G , peut être calculé à partir des paramètres et variables avec leur distribution spatiale, soit à partir de la moyenne de ces grandeurs sur la totalité du bassin versant. Dans la présente étude, les deux possibilités ont été exploitées en parallèle en fonction de la disponibilité des données :

- La hauteur moyenne annuelle des précipitations et la température moyenne annuelle sont déterminées sur la base de mesures à une station. Il s'agit donc de données ponctuelles. Pour les transformer en des données à répartition spatiale, il faudrait

faire une interpolation entre plusieurs stations comme proposé par Spreafico et al. (1992) ou faire varier ces variables en fonction de l'altitude comme proposé par Mietner (1995/96). Mais aussi bien la pluie que la température peuvent varier en fonction de conditions topographiques et climatiques très locales. Plutôt que de se lancer dans une extrapolation hasardeuse, l'auteur a donc préféré admettre des valeurs constantes pour la pluie et la température sur la totalité du bassin versant.

- Le coefficient de la couverture du sol peut être déduit de la carte de l'utilisation des terrains contenue dans la base de données GEOSTAT. Ce paramètre peut donc être introduit dans l'équation (2.56) avec sa répartition spatiale.
- Le coefficient de la résistance de sol peut être évalué sur la base de la carte géotechnique simplifiée de la Suisse contenue dans la base de données GEOSTAT. Ce paramètre est donc également disponible sous forme distribuée.
- Le coefficient des types d'érosion doit être déterminé pour l'ensemble du bassin versant ou pour chaque sous-bassin versant. Il ne s'agit donc pas vraiment d'un paramètre à répartition spatiale. Ce paramètre a été déterminé ici pour le bassin versant entier sur la base des observations faites lors des campagnes de terrain.
- La pente de terrain est disponible dans le MNT contenu dans GEOSTAT. Elle est par conséquent introduite comme paramètre à distribution spatiale dans le modèle de Gavrilovic.

Dans un premier temps, les définitions des types d'utilisation du terrain et du sol établies pour la méthode de Gavrilovic doivent être traduites dans les classes d'utilisation et de sols de la base de données GEOSTAT. Ceci permet d'attribuer des valeurs aux coefficients Ξ et Π en se basant sur les indications du Tableau 2.1 et du Tableau 2.2 (cf. paragraphe 2.3.1). Il a en plus été admis qu'il n'y a pas d'érosion sur les surfaces couvertes de glaciers, car elles ne sont pas soumises à l'agressivité de la pluie. Les valeurs des coefficients Ξ et Π attribués aux différentes classes d'utilisation et de sols sont résumés dans le Tableau 7.4 et le Tableau 7.5.

Les descriptions des types d'érosion et les valeurs du paramètre Φ ont été repris tels quels du Tableau 2.3.

Type de couverture du sol	Ξ
Forêt dense et forêt buissonnante	0.05
Forêt clairsemée	0.20
Autres surfaces boisées; mayens et alpages fauchés; alpages pâturés; espaces verts et lieux de détente	0.40
Pâturages locaux; viticulture; arboriculture fruitière; horticulture; prés et terres arables; végétation improductive	0.60
Surfaces sans végétation	0.80

Tableau 7.4 : Valeurs du coefficient de couverture du sol Ξ proposées sur la base de la carte d'utilisation du sol.

Type de lithologie du sol	Π
Glaciers et lacs	0.0
Roche à faible vitesse de dégradation	0.2
Roche à vitesse de dégradation moyenne	0.6
Roche à grande vitesse de dégradation	1.0
Sédiments à granulométrie grossière et grande perméabilité	1.3
Sédiments fins et peu perméables	1.8

Tableau 7.5 : Valeurs du coefficient de résistance du sol Π proposées sur la base de la carte géotechnique simplifiée.

7.1.3.2 Procédure

La méthode de Gavrilovic a été appliquée en suivant les étapes décrites ci-dessous :

- Les cartes des paramètres Ξ et Π ainsi que la carte des pentes ont été établies à l'aide du programme IDRISI à partir des données contenues dans la base de données GEOSTAT.
- Le facteur Φ a été déterminé pour les cinq bassins versants en se basant sur les observations de terrain (cf. Tableau 7.6).
- La carte du paramètre Γ a été calculée dans IDRISI pour les cinq bassins versants à l'aide de l'équation (2.56) (cf. Figure 7.8). La moyenne pondérée par la surface de Γ a été évaluée pour chaque bassin versant.
- Le facteur de température Θ ne peut être calculé selon l'équation (2.55) (cf. annexe A.1.7). Les températures annuelles moyennes étant inférieures à $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ dans les bassins versants étudiés, la racine carrée de la température ne peut être déterminée. En outre, le sol gelé est insensible à l'érosion hydrique. Pendant l'été, l'érosion est cependant non nulle même en altitude. Le coefficient de température a par conséquent été calculé à partir de la température moyenne en été (juin à septembre).
- Le volume de sédiments érodé annuellement a été calculé avec l'équation (2.54) et multiplié avec le coefficient de rétention du bassin versant déterminé à l'aide de l'équation (2.53) afin d'obtenir le volume annuel d'apport en sédiments. En analogie avec le coefficient de température, la hauteur moyenne des précipitations estivales (juin à septembre) a été utilisée pour les calculs.

Nom du lac	Type et ampleur d'érosion	Φ
Gebidem	Bassin versant entier érodé	1.0
Göscheneralp	Erosion dans les cours d'eau sur 20 à 50 % de la surface du bassin versant	0.3
Luzzzone	50 à 80 % du bassin versant érodé en surface et glissements de terrain	0.8
Malvaglia	Erosion dans les cours d'eau sur 20 à 50 % de la surface du bassin versant	0.3
Mattmark	50 à 80 % du bassin versant érodé en surface et glissements de terrain	0.8

Tableau 7.6 : Facteur du type et de l'ampleur d'érosion de la méthode de Gavrilovic pour les cinq bassins versants étudiés

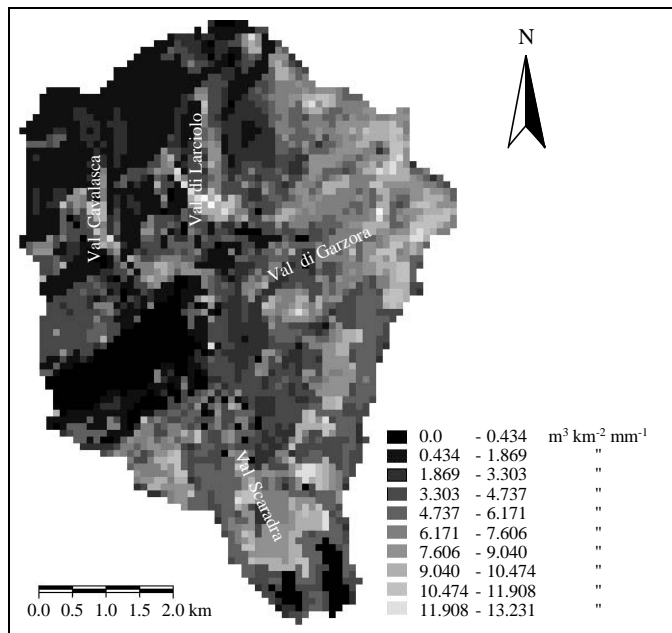


Figure 7.8 : Facteur d'érosion $\Gamma^{\frac{3}{2}}$ de la méthode de Gavrilovic pour le bassin versant de la retenue de Luzzone.

Bases de la carte : Statistique de la superficie 1978/85 et carte géotechnique simplifiée de la Suisse, OFS GEOSTAT.

Les résultats de la méthode de Gavrilovic sont présentés dans l'annexe D.1.3 et au Tableau 7.7.

7.1.3.3 Discussion des résultats

Les résultats du calcul présentés au Tableau 7.7 montrent que la méthode de Gavrilovic a tendance à sous-estimer l'apport en sédiments des bassins versants avec des glaciers (Gebidem et Göschenalp). L'apport en sédiments des bassins versants sans glaciers est par contre largement surestimé (cf. Tableau 7.7).

Nom du lac	V_S mesuré	V_S calculé	$\frac{V_{S\text{calculé}} - V_{S\text{mesuré}}}{V_{S\text{mesuré}}}$
	$[\text{m}^3 \text{an}^{-1}]$	$[\text{m}^3 \text{an}^{-1}]$	[%]
Gebidem	443'657	120'754	-73%
Göscheneralp	53'873	33'767	-37%
Luzzone	35'610	244'944	588%
Malvaglia	21'814	50'630	132%
Matmark	26'693	31'005	16%

Tableau 7.7 : Résultats de la méthode de Gavrilovic pour les cinq bassins versants étudiés en admettant une érosion nulle sous les glaciers.

En outre, la Figure 7.8 montre que le Val Scaradra est plus sensible à l'érosion que le Val Cavalasca et le Val di Larciole selon le modèle de Gavrilovic. Les observations faites lors de la campagne de terrain prouvent cependant le contraire. L'érodibilité moyenne des sites de prélèvement au Val Cavalasca et au Val di Larciole est de $0.13 \text{ t m}^2 \text{ h an}^{-1} \text{ ha}^{-1} \text{ kJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$, tandis que celle des échantillons du Val Scaradra est de $0.06 \text{ t m}^2 \text{ h an}^{-1} \text{ ha}^{-1} \text{ kJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$.

La grande différence entre l'apport en sédiments calculé pour les bassins versants avec glacier et celui calculé pour Luzzone et Malvaglia conduit à la conclusion que l'hypothèse d'une érosion nulle sous les glaciers n'est pas justifiée pour la méthode de Gavrilovic. Un deuxième calcul a donc été faite en admettant que les surfaces couvertes par des glaciers sont constituées de sols moyennement érodibles ($\Pi = 0.6$).

Nom du lac	V_S mesuré	V_S calculé	$\frac{V_{S\text{calculé}} - V_{S\text{mesuré}}}{V_{S\text{mesuré}}}$
	$[\text{m}^3 \text{an}^{-1}]$	$[\text{m}^3 \text{an}^{-1}]$	[%]
Gebidem	443'657	310'703	-30%
Göscheneralp	53'873	59'789	11%
Luzzone	35'610	256'847	621%
Malvaglia	21'814	51'431	136%
Matmark	26'693	39'005	46%

Tableau 7.8 : Résultats de la méthode de Gavrilovic pour les cinq bassins versants étudiés en tenant compte d'une érosion sous les glaciers.

Les résultats présentés au Tableau 7.8 donnent une meilleure estimation de l'apport en sédiments des bassins versants de Gebidem et de Göscheneralp. L'apport en sédiments de Luzzone et Malvaglia est cependant toujours surestimé.

Pour analyser plus en détail l'échec de la méthode de Gavrilovic, le volume des sédiments mesuré et les valeurs des paramètres du modèle adimensionnalisées par rapport aux valeurs de Göscheneralp sont présentés à la Figure 7.9. Cette représentation montre clairement, que le coefficient d'érosion des bassins versants Tessinois et de Mattmark est plus élevé que celui de Göscheneralp. L'apport en sédiments est par contre plus faible. Pour améliorer les résultats de la méthode de Gavrilovic, ce coefficient doit par conséquent être modifié.

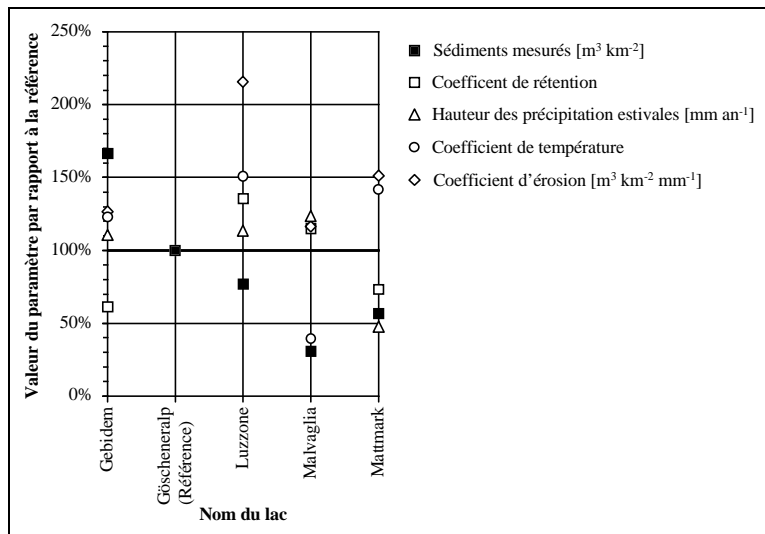


Figure 7.9 : Volume de l'apport en sédiments et valeurs des paramètres du modèle de Gavrilovic par rapport aux valeurs de Göscheneralp.

Une grande partie des bassins versants de Luzzone et de Malvaglia est composée de roches à grande vitesse de dégradation. Dans le bassin versant de Mattmark, ce type de roche est moins fréquent. A Gebidem et Göscheneralp il n'est quasiment pas représenté.

Pour un dernier calcul avec la méthode de Gavrilovic, la valeur du coefficient de résistance du sol a été diminuée pour les roches et les sols érodibles (cf. Tableau 7.9).

Type de lithologie du sol	Π
Lacs	0.0
Roche à faible vitesse de dégradation	0.2
Roche à vitesse de dégradation moyenne	0.6
Roche à grande vitesse de dégradation, glaciers	0.8
Sédiments à granulométrie grossière et grande perméabilité	1.0
Sédiments fins et peu perméables	1.5

Tableau 7.9 : Valeurs modifiées du coefficient de résistance du sol Π proposées sur la base de la carte géotechnique simplifiée.

Nom du lac	V_s mesurés [m ³ an ⁻¹]	V_s calculés [m ³ an ⁻¹]	$\frac{V_{s\text{ calculé}} - V_{s\text{ mesuré}}}{V_{s\text{ mesuré}}}$ [%]
Gebidem	443'657	405'151	-9%
Göscheneralp	53'873	71'505	33%
Luzzone	35'610	185'265	420%
Malvaglia	21'814	47'698	119%
Mattnark	26'693	38'392	44%

Tableau 7.10 : Résultats de la méthode de Gavrilovic pour les cinq bassins versants étudiés en tenant compte d'une érosion sous les glaciers et avec les valeurs modifiées du coefficient de résistance du sol.

Les résultats résumés au Tableau 7.10 montrent que la modification du coefficient de résistance du sol ne produit pas l'effet souhaité. L'apport en sédiments des bassins versants Tessinois est toujours surestimé.

Le modèle de Gavrilovic est en l'occurrence peu adapté pour estimer l'apport en sédiments des bassins versants alpins. Curieusement, la méthode échoue surtout dans la simulation de l'érosion des bassins versants du Sud des Alpes, tandis qu'elle donne d'assez bons résultats pour les bassins versant avec glaciers. Pourtant, le modèle a été développé pour une région montagneuse du Sud de l'Europe où les glaciers sont inexistantes.

Les résultats des calculs avec le modèle de Gavrilovic sont présentés dans l'annexe D.3.

7.2 Modèles détaillés

Les résultats des essais en laboratoire avec simulateur de pluie et débit de ruissellement constant sont analysés à l'aide de trois modèles d'érosion dans les paragraphes qui suivent. Cette analyse a permis de vérifier en détail leur aptitude à décrire les processus d'érosion sur un sol alpin et sur de fortes pentes. Dans une deuxième étape, des modifications sont introduites dans ces modèles afin de les rendre utilisables pour une estimation de l'apport en sédiments d'un bassin versant alpin entier.

7.2.1 USLE

Suite aux conclusions du paragraphe 7.1.2, l'auteur de la présente recherche a tenté ici de connaître les raisons de l'échec de l'application de l'USLE aux bassins versants alpins. Comme démontré par Hurni (1982), il suffit parfois de redéfinir un paramètre - en occurrence le facteur de pente dans ce cas - pour améliorer les résultats.

7.2.1.1 Méthode

Une analyse statistique des résultats des essais basée sur des ajustements à l'aide de l'USLE ou des équations similaires a permis de vérifier les formules permettant de déterminer les paramètres. Cette analyse a été faite avec le programme EXCEL.

Les paramètres de l'USLE sont pour la plupart des fonctions linéaires de la variable qu'ils décrivent (cf. rappel au paragraphe 7.1.2 et équations (2.7) et (2.8) ainsi que (2.36), (2.46) et (2.48)). En remplaçant la définition du paramètre dans l'équation principale du modèle (équation (2.41)), celle-ci peut être développée en relation linéaire. Ceci permet d'utiliser la fonction d'ajustement d'une droite de régression à plusieurs variables d'EXCEL. Les éventuels exposants des variables contenus dans la définition des paramètres sont optimisés avec la routine d'EXCEL prévue à cet effet.

Les équations ajustées sur les résultats d'essais sont de la forme suivante :

$$A = K_1 \cdot L \cdot (a_1 \cdot \sin^{b_1}(\beta) + a_2 \cdot \sin^{b_2}(\beta) + \dots + a_{n-1} \cdot \sin^{b_{n-1}}(\beta) + a_n) \cdot (c_1 \cdot R_1^{d_1} + c_2 \cdot R_1^{d_2} + \dots + c_{n-1} \cdot R_1^{d_{n-1}} + c_n) \dots\dots\dots(7.10)$$

- avec : A : perte en terre de l'essai [t ha⁻¹ temps⁻¹]
- K₁ : facteur sol [t m² h an⁻¹ ha⁻¹ kJ⁻¹ mm⁻¹]
- L : facteur longueur de pente [-]
- a₁, a₂, ... a_n : constantes d'ajustement [-]
- β : pente du terrain [degré].
- b₁, b₂, ... b_{n-1} : exposants d'ajustement [-]
- c₁, c₂, ... c_n : constantes d'ajustement [-]
- R₁ : facteur d'agressivité climatique [kJ mm m⁻² h⁻¹]
- d₁, d₂, ... d_{n-1} : exposants d'ajustement [-]

Les facteurs de l'érodibilité du sol et de la longueur de pente ont été déterminés selon les définitions données par le modèle original (cf. abaques au paragraphe 2.3.1, paragraphe 6.1.5 et équation (2.46)). Ces paramètres n'ont pas pu être ajustés aux essais en laboratoire, car ils ont été exécutés avec une longueur de plan constante et un seul sol.

Le facteur de l'érosivité R₁ calculé selon l'équation (2.43) (cf. paragraphe 6.1.1) a été remplacé par le produit de l'intensité de l'arrosage et de la hauteur d'arrosage comme proposé par Viani (1986).

En développant, l'équation (7.10) devient :

$$A = e_1 \cdot X_1 + e_2 \cdot X_2 + \dots + e_{n-1} \cdot X_{n-1} + e_n \dots\dots\dots(7.11)$$

où

$$e_1 = K_1 \cdot L \cdot a_1 \cdot b_1 \dots\dots\dots(7.12)$$

et

$$X_1 = \sin^{b_1}(\varphi) \cdot R_1^{d_1} \dots\dots\dots(7.13)$$

etc.

- avec : e₁, e₂, ..., e_n : constantes d'ajustement [-]
- X₁, X₂, ..., X_{n-1} : variables telles que définies par l'équation (7.13)

7.2.1.2 Le facteur d'érodibilité du sol

Dans un premier temps, l'équation originale de l'USLE a été ajustée sur les résultats des essais avec simulateur de pluie afin de caler le facteur d'érodibilité. Le facteur d'érodibilité du sol calé vaut $0.014 \text{ t m}^2 \text{ h ha}^{-1} \text{ temps}^{-1} \text{ kJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$.

L'érodibilité déterminée sur la base des abaques établis pour les sols américains vaut $0.16 \text{ t m}^2 \text{ h ha}^{-1} \text{ temps}^{-1} \text{ kJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$ (cf. paragraphe 6.1.5). La valeur calée est donc dix fois plus petite. Cette différence pourrait s'expliquer par le pavage qui s'est établi lors de l'essai préliminaire. D'autre part le facteur de corrélation de l'ajustement n'est seulement que de 0.588. Ceci qui montre plutôt que l'USLE dans sa forme classique ne permet pas de modéliser l'érosion de surface dans les conditions régionales durant les essais en laboratoire.

Les résultats de calcul sont présentés à l'annexe D.4.1.

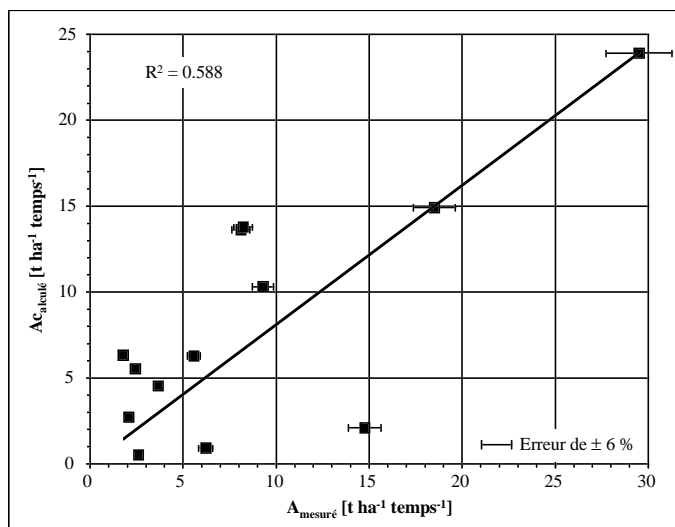


Figure 7.10 : Comparaison entre la perte en terre mesurée lors des essais de pluie et la perte en terre calculée avec l'USLE.

7.2.1.3 Le facteur de pente et l'érosivité

Deux modèles issus d'un ajustement de la forme de l'équation (7.10) ont été choisis à cause de leur coefficient de corrélation élevé.

Le modèle I est défini par :

$$A = K_1 \cdot L \cdot \left\{ -0.832 \cdot \sin^{0.00002}(\beta) \cdot (H \cdot I)^{1.71745} + 2.79 \cdot 10^6 \cdot \sin^{0.00002}(\beta) + 0.901 \cdot 10^6 \cdot \sin(\beta) \cdot (H \cdot I)^{1.71745} \dots\dots\dots (7.14) \right. \\ \left. - 306 \cdot \sin(\beta) + 0.832 \cdot (H \cdot I)^{1.71745} - 2.78 \cdot 10^6 \right\}$$

- avec :
- A : perte en terre [t ha⁻¹ temps⁻¹]
 - K₁ : facteur sol [t m² h temps⁻¹ ha⁻¹ kJ⁻¹ mm⁻¹]
 - L : facteur longueur de pente calculé selon l'équation (D.4.2) [-]
 - H : hauteur d'arrosage [mm]
 - I : intensité d'arrosage [mm h⁻¹]
 - β : pente du plan [degré].

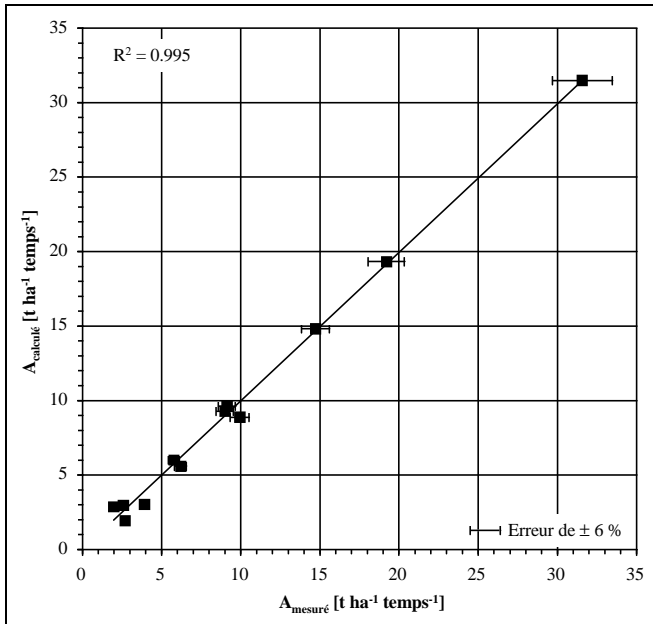


Figure 7.11 : Comparaison entre la perte en terre mesurée lors des essais de pluie et la perte en terre calculée avec le modèle I.

Le modèle II s'écrit :

$$A = K_1 \cdot L \cdot \left\{ -4.78 \cdot 10^3 \cdot \sin^{0.00004}(\beta) \cdot R_1^{1.54814} + 0.116 \cdot \sin(\beta) \cdot R_1^{1.54814} + 4.78 \cdot 10^3 \cdot R_1^{1.54814} \right\} \dots\dots\dots (D.7.2.1)$$

avec : R_f : facteur d'érosivité [$\text{kJ mm m}^{-2} \text{h}^{-1}$] (cf. paragraphe 6.1.1 et annexe C).

Dans les deux cas, le facteur d'érodibilité du sol a été admis égal à $0.16 \text{ t m}^2 \text{ h ha}^{-1} \text{ temps}^{-1} \text{ kJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$ (cf. paragraphe 6.1.5). Le coefficient de corrélation est de 0.995 pour le modèle I et de 0.984 pour le modèle II. La Figure 7.11 et la Figure 7.12 montrent également que ces deux modèles reproduisent de manière satisfaisante la perte en terre mesurée lors des essais en laboratoire.

Les deux modèles montrent que la pente a moins d'influence sur la perte en terre qu'admis par l'USLE. L'érosivité de la pluie joue par contre un rôle beaucoup plus important.

Les résultats se trouvent dans les annexes D.4.2 et D.4.3.

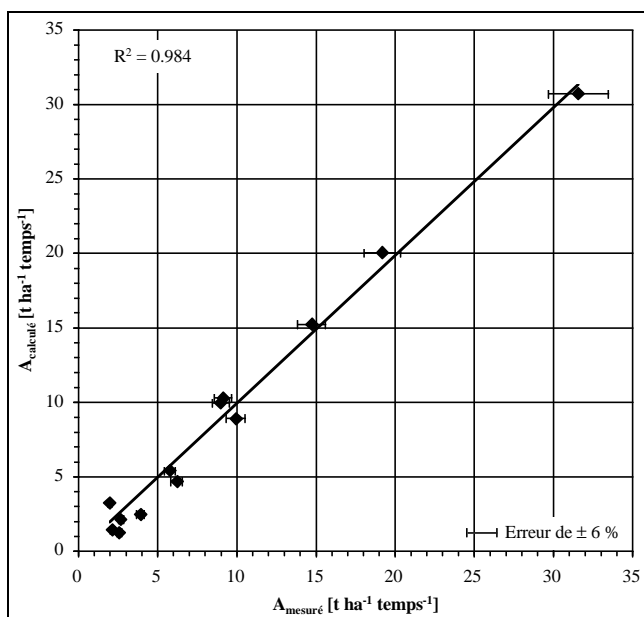


Figure 7.12 : Comparaison entre la perte en terre mesurée lors des essais de pluie et la perte en terre calculée avec le modèle II.

7.2.1.4 Comparaison avec d'autres études

Pour valider les modèles établis ci-dessus, ils ont été appliqués aux essais de Viani (1986) et de F. Graf (1997).

Les essais de Viani ont été exécutés avec un sol différent de celui utilisé pour les essais en laboratoire de la présente recherche et ceux de F. Graf. Le facteur d'érodibilité a par conséquent été calé afin d'obtenir un coefficient de corrélation maximum sur la totalité des essais.

Dans un premier temps, les essais ont été modélisés avec l'USLE sous sa forme originale. Le facteur d'érodibilité calé du sol de Viani est égal à $0.15 \text{ t m}^2 \text{ h ha}^{-1} \text{ temps}^{-1} \text{ kJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$. Le coefficient de corrélation n'atteint 0.628 ce qui ne constitue pas une valeur significative (cf. Figure 7.13).

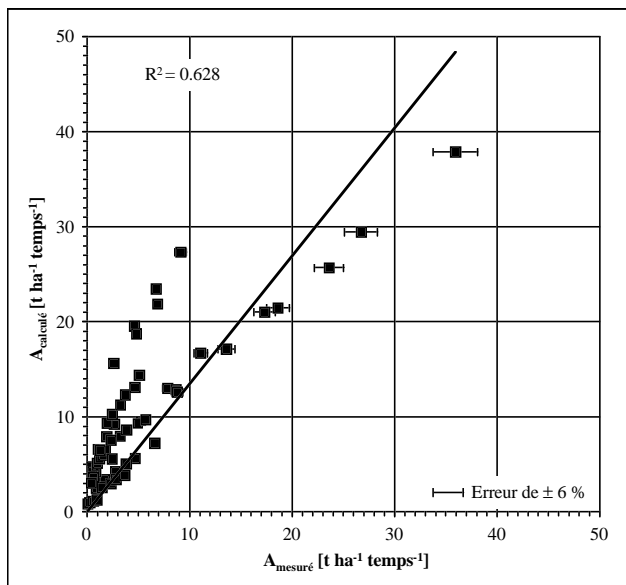


Figure 7.13 : Comparaison entre la perte en terre mesurée lors des essais de Viani, de F. Graf et de l'auteur et celle calculée avec l'USLE.

Ensuite, les essais ont été modélisés par les modèles I et II. La valeur du facteur d'érodibilité du sol de Viani est de 0.38 et $0.57 \text{ t m}^2 \text{ h ha}^{-1} \text{ temps}^{-1} \text{ kJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$ respectivement pour le modèle I et II. La Figure 7.14 et la Figure 7.15 montrent que les deux modèles ont une faible corrélation avec les résultats d'essais des trois études discutées ici. Le coefficient de corrélation est de 0.334 pour le modèle I et de 0.349 pour le modèle II.

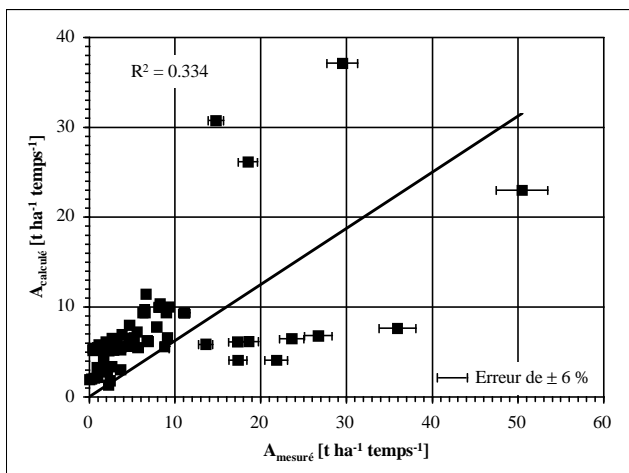


Figure 7.14 : Comparaison entre la perte en terre mesurée lors des essais de Viani, de F. Graf et de l'auteur et celle calculée avec le modèle I.

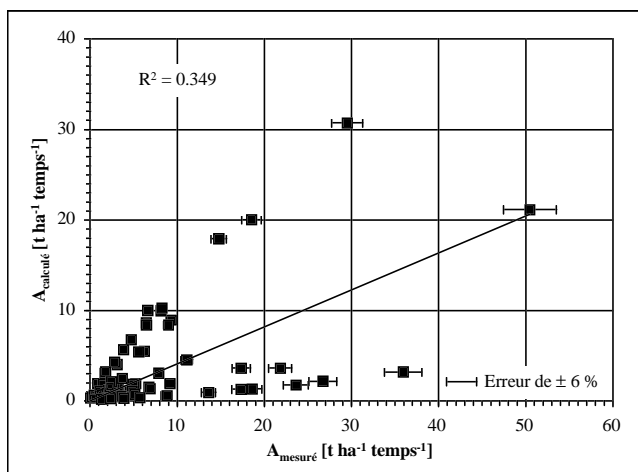


Figure 7.15 : Comparaison entre la perte en terre mesurée lors des essais de Viani, de F. Graf et de l'auteur et celle calculée avec le modèle II.

Ces résultats confirment la conclusion selon laquelle l'USLE n'est pas adaptée à la modélisation de l'érosion d'un sol alpin sur de fortes pentes. Les deux modèles établis

permettent de modéliser les phénomènes d'érosion des essais en laboratoire avec simulateur de pluie exécuté pour la présente étude. Par contre, ils ne peuvent pas être utilisés pour reproduire les résultats de mesure ni d'essais qui se sont déroulés dans des conditions légèrement différentes ni ceux d'un bassin versant alpin entier (cf. paragraphe 7.2.1). Pour pouvoir modifier l'USLE afin de l'adapter au milieu alpin il faudrait disposer de d'avantage de résultats d'essais avec des sols différents. L'extrapolation des résultats d'essais sur modèle au bassin versant entier est cependant toujours à faire avec prudence, particulièrement dans le cas de l'USLE : Le modèle ayant été établi pour le long terme, le changement d'échelle concerne également le temps, car les essais représentent les processus se déroulant pendant une averse.

Les résultats des calculs se trouvent dans l'annexe D.5 et D.6.

7.2.2 USLE modifiée

Une première analyse des résultats d'essais a montré que le débit de ruissellement a une grande influence sur la perte en terre (cf. paragraphe 6.4.1). Le modèle de l'USLE modifiée proposé par Foster et al. (1977a) devrait par conséquent être particulièrement adapté à reproduire les résultats d'essai.

7.2.2.1 Méthode

Une analyse statistique a permis de caler l'USLE modifiée sur les résultats d'essais. Cette analyse a été faite avec le programme EXCEL.

En guise de rappel, les équations établies par Foster et al. (1977a) sont répétées ci-dessous :

$$P_{s\text{spéc}} = x^2 \cdot K_r \cdot \{a \cdot \sin^e(\beta)\} \cdot R_r + x \cdot K_1 \cdot \{b \cdot \sin(\beta) + c\} \cdot R_1 \dots\dots\dots(2.51)$$

où

$$R_r = d \cdot H_r \cdot q_p^{1/3} \dots\dots\dots(2.52)$$

et

$$R_1 = E \cdot I_{\text{max},30} \dots\dots\dots(2.53)$$

avec : $P_{s\text{spéc}}$: apport en sédiments spécifique [kg m⁻¹]

x : distance [m]

K_r : érodibilité du sol de ruissellement [kg h mm⁻¹ kJ⁻¹ m⁻¹]

β : pente [degré]

R_r : érosivité du ruissellement [kJ mm m⁻² h⁻¹]

K_1 : érodibilité du sol de pluie [kg h m mm⁻¹ kJ⁻¹ m⁻¹]

R_1 : érosivité de la pluie [kJ mm m⁻² h⁻¹]

H_r : hauteur de pluie ruisselée [mm]

q_p : débit de ruissellement spécifique de pointe [mm h⁻¹]

d : constante valant 0.7 environ [kJ m² h^{-2/3} mm^{-1/3}]

E : énergie cinétique de la pluie [kJ m⁻²]

$I_{\max, 30}$: intensité de pluie maximale pendant 30 min. [mm h^{-1}]
 a, b, c, e : constantes à caler [-].

De la même manière que l'USLE, l'équation modifiée peut être ajustée comme équation linéaire à plusieurs variables. Ensuite, le coefficient de corrélation peut être optimisé en variant l'exposant de pente e :

$$P_{\text{spéc}} = a_1 \cdot x^2 \cdot K_r \cdot \sin^e(\beta) \cdot R_r + a_2 \cdot x \cdot K_1 \cdot \sin(\beta) \cdot R_1 + a_3 \cdot x \cdot K_1 \cdot R_1 \dots (7.15)$$

avec : a_1, a_2, a_3 : constante d'ajustement [-]

e : exposant de pente à ajuster [-]

L'exposant de pente a été ajusté à l'aide des résultats des essais avec ruissellement. Ensuite, l'équation (7.15) a été calée sur les résultats des essais de pluie afin de déterminer les constantes a_1, a_2 et a_3 . Le sol a été admis moyennement sensible à l'érosion. Par conséquent, le coefficient d'érodibilité du sol de ruissellement est égal à l'érodibilité du sol de pluie et vaut $0.16 \text{ t m}^2 \text{ h ha}^{-1} \text{ temps}^{-1} \text{ kJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$ (cf. paragraphe 6.1.5).

7.2.2.2 Les ajustements

L'exposant de pente de l'USLE modifiée calé sur les essais de ruissellement vaut 2.533. Le coefficient de corrélation de l'ajustement est de 0.885 (cf. Figure 7.16).

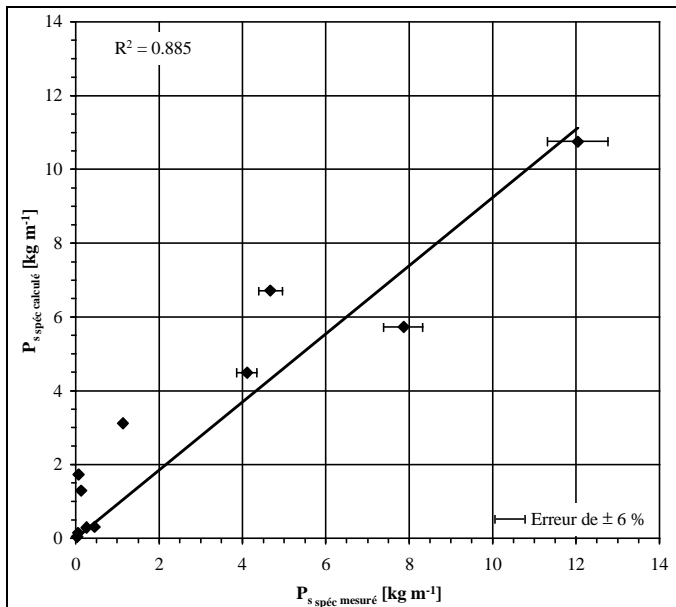


Figure 7.16 : Comparaison entre la perte en terre mesurée lors des essais avec ruissellement et la perte en terre calculée avec l'USLE modifiée.

Ensuite, les autres constantes de l'équation (7.15) ont été calées sur les essais de pluie. L'érosivité de la pluie a été exprimé une fois par R_1 comme proposé par Foster et al. (1977a) et une autre fois par le produit de l'intensité de la pluie et de sa hauteur. Viani (1986) avait proposé de remplacer le facteur d'érosivité défini par l'USLE par le produit de l'intensité et de la hauteur de pluie pour obtenir une modélisation plus correcte des processus d'érosion. Ceci conduit aux équations suivantes :

$$P_{s_{\text{spéc}}} = K_1 \cdot \left\{ 1.061 \cdot x^2 \cdot \sin^{2.533}(\beta) \cdot q_p^{1/3} \cdot H_r - 0.016 \cdot x \cdot \sin(\beta) \cdot R_1 + 0.013 \cdot R_1 \right\} \dots\dots\dots(7.16)$$

$$P_{s_{\text{spéc}}} = K_1 \cdot \left\{ 1.061 \cdot x^2 \cdot \sin^{2.533}(\beta) \cdot q_p^{1/3} \cdot H_r - 41.9 \cdot 10^{-3} \cdot x \cdot \sin(\beta) \cdot H \cdot I + 35.3 \cdot 10^{-3} \cdot H \cdot I \right\} \dots\dots\dots(7.17)$$

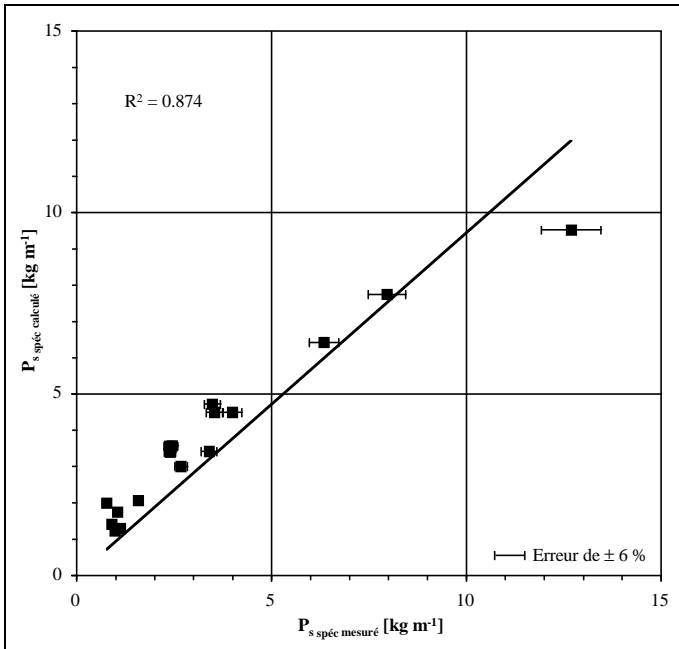


Figure 7.17 : Comparaison entre la perte en terre mesurée lors des essais de pluie et la perte en terre calculée avec l'USLE modifiée et l'érosivité de la pluie exprimée par R_1 .

- avec : $P_{s_{\text{spéc}}}$: masse spécifique des sédiments érodés [kg m^{-1}]
 K_1 : érodibilité du sol en admettant une sensibilité moyenne à l'érosion en rigoles [$\text{t m}^2 \text{ h temps}^{-1} \text{ ha}^{-1} \text{ kJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$]

- x : distance, ici longueur du plan [m]
- β : pente du plan [degré]
- q_p : débit de pointe spécifique du ruissellement [mm h^{-1}]
- H_r : hauteur de ruissellement [mm]
- R_1 : facteur d'érosivité [$\text{kJ mm m}^{-2} \text{h}^{-1}$] (cf. paragraphe 6.1.1 et annexe C)
- H : hauteur d'arrosage [mm]
- I : intensité d'arrosage [mm h^{-1}]

Le coefficient de corrélation de ces deux équations est de 0.874. La comparaison entre les valeurs mesurées et calculées de la perte en terre est présentée à la Figure 7.17 et à la Figure 7.18. Ces figures montrent que le choix du facteur d'érosivité, R_1 ou $H \cdot I$, n'influence pas la qualité de la prévision de la perte en terre.

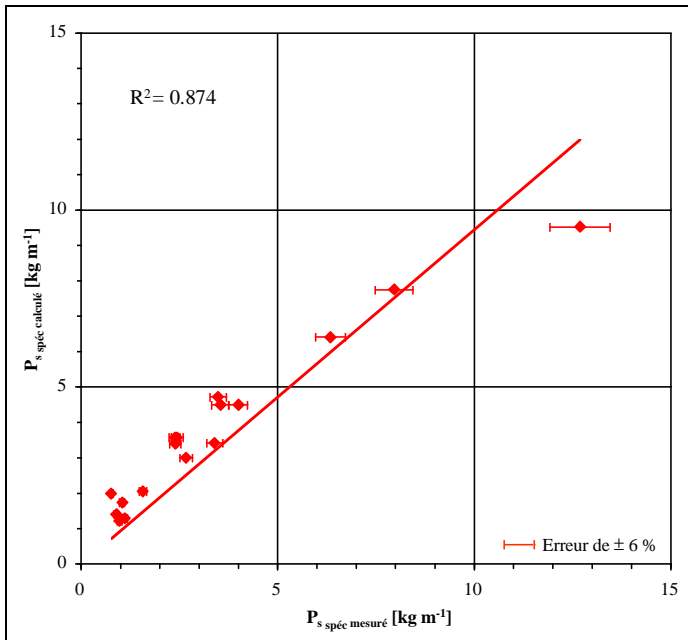


Figure 7.18 : Comparaison entre perte en terre mesuré lors des essais de pluie et la perte en terre calculée avec l'USLE modifiée et l'érosivité de la pluie exprimée par $H \cdot I$.

Les résultats des calculs sont présentés dans les annexes D.5.1 à D.5.3.

7.2.2.3 Comparaison avec d'autres études

Comme pour l'USLE, les équations (7.16) et (7.17) ont été vérifiées avec les résultats expérimentaux de Viani (1986) et F. Graf (1997).

Les essais de Viani ont été exécutés avec un sol différent de celui utilisé pour les essais en laboratoire de la présente recherche et ceux de F. Graf. Le facteur d'érodibilité a par conséquent été calé afin d'obtenir un coefficient de corrélation maximum sur la totalité des essais.

L'optimisation de l'équation (7.16) donne un facteur d'érodibilité de $0.31 \text{ t m}^2 \text{ h ha}^{-1} \text{ temps}^{-1} \text{ kJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$ avec un facteur de corrélation de 0.147 (cf. Figure 7.19).

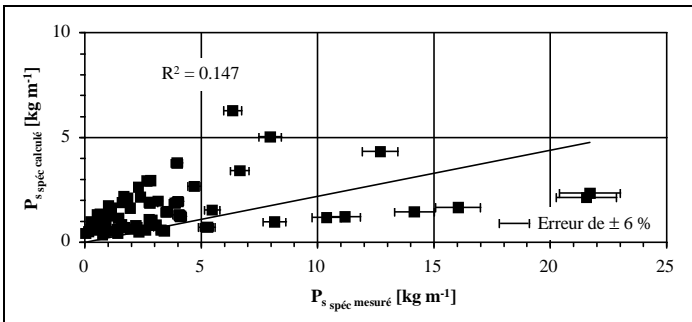


Figure 7.19 : Comparaison entre la perte en terre mesurée lors des essais de Viani, de F. Graf et de l'auteur et la perte en terre calculée avec l'USLE modifiée et l'érosivité de la pluie exprimée par R_i .

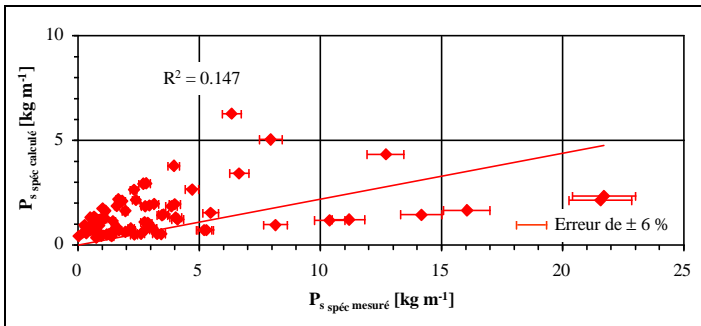


Figure 7.20 : Comparaison entre la perte en terre mesurée lors des essais de Viani, de F. Graf et de l'auteur et la perte en terre calculée avec l'USLE modifiée et l'érosivité de la pluie exprimée par $H \cdot I$.

L'ajustement de l'équation (7.17) donne un facteur de corrélation de 0.147 avec un facteur d'érodibilité de sol de $0.29 \text{ t m}^2 \text{ h ha}^{-1} \text{ temps}^{-1} \text{ kJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$ (cf. Figure 7.20).

L'USLE modifiée peut très bien être calée sur les résultats d'essais. Par contre, les constantes de calage semblent dépendre des conditions auxquelles l'essai s'est déroulé. Il est apparemment difficile de modéliser l'érosion d'essais exécutés dans des conditions légèrement différentes. Il sera par conséquent impossible d'utiliser ce modèle pour déterminer l'apport en sédiments d'un bassin versant entier.

Les résultats des calculs sont présentés aux annexes D.5.4 et D.5.5.

7.2.3 L'onde cinématique

Le modèle d'érosion proposé par Blau et al. (1988) est à la fois simple et tient compte des processus d'érosion les plus importants. Il s'agit en outre d'un modèle physique qui peut être appliqué à des conditions diverses. Comme prévu, le modèle a été utilisé pour simuler les essais en laboratoire. La première étape dans la réalisation de cet objectif est le calage des paramètres sur la base des essais sur modèle.

7.2.3.1 Solution numérique

En raison de sa simplicité relative, la méthode des volumes finis (Zhao et al., 1994) s'offre pour la résolution numérique des équations de l'onde cinématique et de l'équation analogue pour le transport solide (équations (2.62) et (2.64)).

Pour rappel, les équations différentielles de l'onde cinématique et du transport solide sont les suivantes :

$$\frac{\partial y}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = I_{\text{net}} \quad \dots\dots\dots(2.62)$$

où

$$q = \alpha \cdot y^\mu \quad \dots\dots\dots(2.63)$$

avec : y : profondeur de l'écoulement local [m]

t : temps [s]

q : débit de ruissellement spécifique [$\text{m}^3 \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$]

x : distance [m]

I_{net} : intensité de la pluie nette [m s^{-1}]

α : coefficient de perte de charge [$\text{m}^{-(\mu-2)} \text{ s}^{-1}$]

μ : exposant constant (Woolhiser, 1975) [-].

$$\frac{\partial(C_s \cdot y)}{\partial t} + \frac{\partial(C_s \cdot q)}{\partial x} = K_I \cdot I + K_r \cdot \left\{ \frac{B}{\alpha} \cdot q - C_s \cdot q \right\} \dots\dots\dots(2.64)$$

avec : C_s : concentration en sédiments [kg m^{-3}]

K_I : érodibilité de pluie du sol [kg m^{-3}]

K_r : érodibilité de ruissellement du sol [m^{-1}]

B : coefficient de transport solide [$kg\ s^{-1}\ m^{-(1+u)}$]

Avec le théorème de la divergence, ces équations deviennent :

$$\iint_{\Omega} \frac{\partial y}{\partial t} \cdot d\omega = - \int_{\delta\Omega} q \cdot \sigma \cdot dl + \iint_{\Omega} I_{net} \cdot d\omega \dots\dots\dots(7.18)$$

et

$$\iint_{\Omega} \frac{\partial(C_s \cdot y)}{\partial t} \cdot d\omega = - \int_{\delta\Omega} (C_s \cdot q) \cdot \sigma \cdot dl + \iint_{\Omega} \left\{ K_1 \cdot I + K_r \cdot \left(\frac{B}{\alpha} \cdot q - C_s \cdot q \right) \right\} \cdot d\omega \dots\dots\dots(7.19)$$

- avec : Ω : surface du volume fini
- $d\omega$: élément unitaire de surface du volume fini
- $\delta\Omega$: frontière du volume fini
- dl : élément unitaire de la frontière du volume fini
- σ : normale à la frontière du volume fini

En admettant l'hypothèse que la hauteur d'eau, le débit et la concentration sont constants sur le volume fini, la résolution des équations revient au calcul des flux en travers les frontières des volumes finis. Même si les équations (2.620), (2.64), (7.8) et (7.9) sont formulées en deux dimensions, le problème se réduit donc à un problème unidimensionnel :

$$F \cdot \frac{dy}{dt} = - \sum_{j=1}^M q_{\sigma}^j \cdot l^j + F \cdot I_{net} \dots\dots\dots(7.20)$$

et

$$F \cdot \frac{d(C_s \cdot y)}{dt} = - \sum_{j=1}^M (C_s \cdot q)_{\sigma}^j \cdot l^j + F \cdot \left\{ K_1 \cdot I + K_r \cdot \left(\frac{B}{\alpha} \cdot q - C_s \cdot q \right) \right\} \dots\dots\dots(7.21)$$

- avec : F : aire du volume fini projetée sur l'horizontale [m^2]
- M : nombre de frontières du volume fini [-]
- j : indice indiquant un flux sur la frontière j du volume fini
- σ : indice indiquant un flux normal à une frontière du volume fini
- l^j : longueur de la frontière j du volume fini [m]

Il reste à résoudre le problème de la continuité aux frontières entre deux éléments, ce qui correspond à un problème de la propagation d'un choc. En accord avec Jérôme Dubois du LCH et Michel Pirotton de l'Université de Liège, qui œuvrent à l'élaboration d'un logiciel pour le calcul hydrologique de bassins versants basé sur l'équation de l'onde cinématique et la méthode des volumes finis, les hypothèses suivantes ont été établies pour résoudre ce problème

$$y_i^j = y_{i-1} \Rightarrow q_{\sigma}^j = \alpha \cdot (y_{i-1})^{\mu} \dots\dots\dots(7.22)$$

et

$$(C_s)_i^j = (C_s)_{i-1} \Rightarrow (C_s \cdot q)_{\sigma}^j = (C_s)_{i-1} \cdot \alpha \cdot (y_{i-1})^{\mu} \dots\dots\dots(7.23)$$

avec : i : indice qui désigne la variable de l'élément i
 i-1 : indice qui désigne la variable de l'élément à l'amont de l'élément i

Pour la résolution temporelle, Michel Pirotton (communication personnelle) a proposé une méthode de prédicteur-correcteur.

Les prédicteurs se calculent selon les équations suivantes :

$$y_i^* = y_i^{n-1} + \frac{1}{2} \cdot \Delta y_i^{n-1} \dots\dots\dots(7.24)$$

où

$$\Delta y_i^{n-1} = \frac{\Delta t}{F} \left\{ \alpha \cdot (y_{i-1}^{n-1})^{\mu} \cdot 1 - \alpha (y_i^{n-1})^{\mu} \cdot 1 + F \cdot I_{net}^n \right\} \dots\dots\dots(7.25)$$

et

$$(C_s \cdot y)_i^* = (C_s \cdot y)_i^{n-1} + \frac{1}{2} \cdot \Delta (C_s \cdot y)_i^{n-1} \dots\dots\dots(7.26)$$

où

$$\Delta (C_s \cdot y)_i^{n-1} = \frac{\Delta t}{F} \left\{ (C_s)_{i-1}^{n-1} \cdot \alpha \cdot (y_{i-1}^{n-1})^{\mu} \cdot 1 - (C_s)_i^{n-1} \cdot \alpha (y_i^{n-1})^{\mu} \cdot 1 \right\} \\ + \Delta t \cdot \left\{ K_1 \cdot I + K_r \cdot \left[B \cdot (y_i^{n-1})^{\mu} - (C_s)_i^{n-1} \cdot \alpha \cdot (y_i^{n-1})^{\mu} \right] \right\} \dots\dots\dots(7.27)$$

et finalement

$$(C_s)_i^* = \frac{(C_s \cdot y)_i^*}{y_i^*} \dots\dots\dots(7.28)$$

avec : Δt : pas de temps [s]
 n : indice indiquant le pas de temps n
 l : longueur de la frontière du volume fini [m]

Les correcteurs sont calculés avec :

$$y_i^n = y_i^{n-1} + \Delta y_i^* \dots\dots\dots(7.29)$$

où

$$\Delta y_i^* = \frac{\Delta t}{F} \left\{ \alpha \cdot (y_{i-1}^*)^{\mu} \cdot 1 - \alpha (y_i^{n-1})^{\mu} \cdot 1 + F \cdot I_{net}^n \right\} \dots\dots\dots(7.30)$$

et

$$(C_s \cdot y)_i^n = (C_s \cdot y)_i^* + \Delta(C_s \cdot y)^* \dots\dots\dots(7.31)$$

où

$$\begin{aligned} \Delta(C_s \cdot y)_i^* = & \frac{\Delta t}{F} \left\{ (C_s)_i^* \cdot \alpha \cdot (y_{i-1}^*)^\mu \cdot 1 - (C_s)_i^* \cdot \alpha \cdot (y_i^{n-1})^\mu \cdot 1 \right\} \\ & + \Delta t \cdot \left\{ K_i \cdot I + K_r \cdot \left[B \cdot (y_i^{n-1})^\mu - (C_s)_i^* \cdot \alpha \cdot (y_i^*)^\mu \right] \right\} \dots\dots\dots(7.32) \end{aligned}$$

et finalement

$$(C_s)_i^n = \frac{(C_s \cdot y)_i^n}{y_i^n} \dots\dots\dots(7.33)$$

En fait, les équations ci-dessus sont déjà simplifiées pour une application aux essais en laboratoire avec simulateur de pluie. Dans ce cas, la surface est un plan à pente constante constitué d'un sol supposé homogène. La pluie est constante pendant la durée de l'arrosage et répartie uniformément. Il s'en suit que les paramètres, α , I_{net} , I , B , K_i et K_r , ont la même valeur pour tous les éléments. L'écoulement et le transport solide sont unidirectionnels suivant la ligne de plus grande pente. Le plan récepteur peut par conséquent être discrétisé en éléments rectangulaires réguliers et l'aire F devient également une constante. Sur les frontières latérales de ces volumes finis, les flux sont nuls. La somme des flux des équations (7.20) et (7.21) se réduit donc à la somme du flux entrant par la frontière amont et le flux sortant par la frontière aval.

Les équations (7.24) à (7.33) ont été introduites dans une macro d'EXCEL afin de simuler les essais en laboratoire réalisés dans le cadre de cette recherche et de caler les paramètres.

7.2.3.2 Vérification de la solution numérique

Les équations (7.24) à (7.33) représentent la résolution numérique des équations différentielles du modèle d'érosion de Blau et al. (1988). Il reste donc à vérifier, si les résultats de calcul convergent vers la solution exacte du problème.

Ceci a été fait en comparant la solution numérique avec les résultats de calcul de la solution analytique proposée par Blau (1986) (cf. Figure 7.21 et Figure 7.22). Il s'agit d'une solution analytique pour le cas d'un plan imperméable à pente constante avec une pluie constante pendant la durée T , uniformément répartie sur la surface. Parmi les quatre cas que Blau (1986) a utilisés pour vérifier sa solution numérique, deux étaient choisis pour la vérification du schéma numérique proposé ci-dessus. Pour éviter toute erreur de transformation des unités, le calcul a été exécuté en unités impériales.

La Figure 7.21 et la Figure 7.22 montrent que le schéma numérique proposé sur la base de la méthode des volumes finis reproduit les concentrations calculées avec la solution analytique avec une bonne précision. Jérôme Dubois (communication personnelle) a constaté que le schéma numérique de l'onde cinématique pour le ruissellement de surface, défini par les équations (7.24), (7.25), (7.29) et (7.30), disperse légèrement et peut diffuser. Le phénomène de la dispersion peut également être constaté sur la Figure 7.21 et la Figure 7.22. Ces inconvénients peuvent cependant être compensés en choisissant une discrétisation et un pas de temps suffisamment petits. Les tests exécutés par Jérôme Dubois montrent que le schéma

numérique défini ci-dessus est en tout cas stable pour des nombres de Courant inférieurs à 0.5, ce qui a été confirmé par l'auteur après les premières simulations.

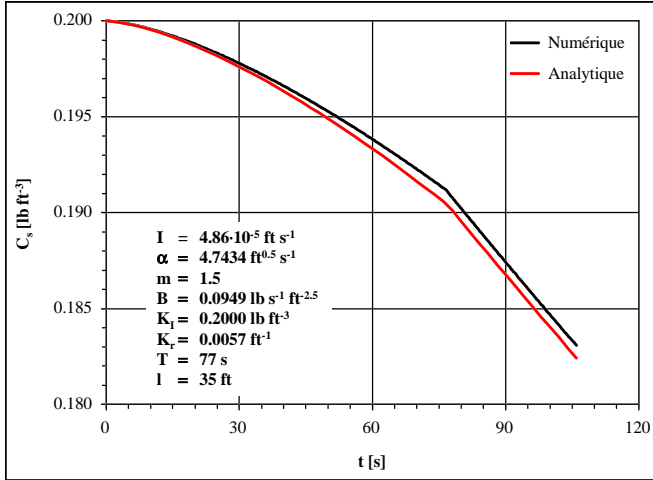


Figure 7.21 : Comparaison du résultat du schéma numérique défini par les équations (7.24) à (7.33) avec la solution analytique proposée par Blau (1986) pour le cas 1.

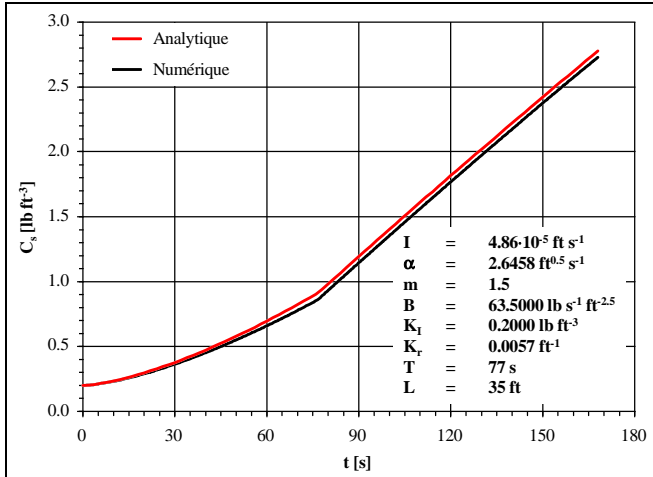


Figure 7.22 : Comparaison du résultat du schéma numérique défini par les équations (7.24) à (7.33) avec la solution analytique proposée par Blau (1986) pour le cas 2.

7.2.3.3 Loi de perte de charge

Avant de procéder aux simulations, la loi de perte de charge devait être choisie, car ce choix détermine les valeurs d' α et de μ (cf. équations (2.63) et (2.64)).

La loi de Manning-Strickler (Sinniger et Hager, 1989) est la loi de perte de charge existante la mieux adaptée aux écoulements sur plan, selon Jérôme Dubois (communication personnelle) qui a étudié l'influence de la rugosité des terrains naturels sur le ruissellement de surface dans le cadre de son travail de thèse. En outre, il a constaté que la plupart des écoulements en nappe sur des terrains naturels sont turbulents, en particulier les écoulements soumis à l'impact de gouttes de pluie. Ce constat justifie le choix de la loi de Manning-Strickler.

Avec cette loi de perte de charge α et μ deviennent :

$$\alpha = C_{\text{Strickler}} \cdot \sqrt{\sin(\beta)} \dots\dots\dots (7.34)$$

et

$$\mu = \frac{2}{3} \dots\dots\dots (7.35)$$

avec : $C_{\text{Strickler}}$: coefficient de rugosité de Strickler [$\text{m}^{1/3} \text{s}^{-1}$]

β : pente [degré]

7.2.3.4 Infiltration

Le terme source de l'équation de l'onde cinématique pour l'écoulement, I_{net} , peut en fait être exprimé par :

$$I_{\text{net}} = I - I_f \dots\dots\dots (7.36)$$

avec : I_{net} : intensité de la pluie nette [m s^{-1}]

I : intensité de la pluie [m s^{-1}]

I_f : taux d'infiltration [m s^{-1}]

Pour un sol naturel, le taux d'infiltration varie même pour une intensité de pluie I constante. La recherche sur l'infiltration de la pluie dans le sol montre que le taux d'infiltration diminue à partir d'un taux initial relativement élevé au début de la pluie pour atteindre, après un certain temps, une valeur constante qui correspond à un état d'équilibre (Musgrave et Holtan, 1964; Viani, 1986). I_{net} varie donc au cours du temps.

Le calage des paramètres d'érosion sur les résultats d'essais ne peut se faire correctement que si l'hydrogramme de ruissellement est reproduit aussi correctement que possible. L'infiltration est donc introduite dans le modèle d'érosion avec l'équation de Horton (Musgrave et Holtan, 1964) :

$$I_f = I_{f_{\text{crit}}} + (I_{f0} - I_{f_{\text{crit}}}) \cdot e^{-f \cdot t} \dots\dots\dots (7.37)$$

avec : $I_{f_{\text{crit}}}$: taux d'infiltration constant correspondant à un état d'équilibre [m s^{-1}]

I_{f0} : taux d'infiltration initiale [m s^{-1}]

f : constante [s^{-1}]

t : temps écoulé depuis le début de la pluie [s]

Pendant les essais, le volume total d'infiltration a été mesuré, mais pas son évolution au cours du temps. Le taux d'infiltration initial et la constante f de l'équation (7.37) doivent par conséquent être déterminés par calage. Par contre, le débit de ruissellement de pointe et l'intensité de la pluie brute sont connus. Cela permet par, l'intermédiaire d'un bilan de masse, de déterminer le taux de ruissellement constant correspondant à un état d'équilibre :

$$I_{\text{ferit}} = I - \frac{Q_p}{F} \dots\dots\dots(7.38)$$

avec : Q_p : débit de pointe [$m^3 s^{-1}$]

F : surface du plan d'essai [m^2]

Il a été dit ci-dessus que I_{net} prend la même valeur pour tous les volumes finis du plan d'essai discretisé. Pour les essais de ruissellement, cette remarque doit être relativisée. L'infiltration ne peut commencer avant que de l'eau atteigne le volume fini. Pendant les essais de pluie, l'eau d'arrosage arrive en même temps sur tout le plan. Par contre, le débit réparti, introduit à l'amont du plan lors des essais de ruissellement s'écoule lentement sur le plan en mouillant progressivement le sol sur le plan de l'amont vers l'aval. Dans le modèle numérique, la fonction décroissante du taux d'infiltration doit être décalée dans le temps entre les volumes finis à l'amont et les éléments finis à l'aval du plan inclinable. L'équation (7.37) devient donc :

$$I_f = I_{\text{ferit}} + (I_{f0} - I_{\text{ferit}}) \cdot e^{-f(t-t_0)} \dots\dots\dots(7.39)$$

avec : t_0 : instant auquel le ruissellement atteint le volume fini spécifié [s]

Les équations (7.37) et (7.39) ont été introduites dans le modèle d'érosion programmé dans une macro d'EXCEL.

7.2.3.5 Calage

Le modèle d'érosion de l'onde cinématique a été calé sur les résultats des essais. Les paramètres hydrauliques à caler étaient les suivants :

- la rugosité du sol, $C_{\text{Strickler}}$;
- le taux d'infiltration initial, I_{f0} ;
- la constante de l'équation de Horton, f (cf. équations (7.37) et (7.39)).

La rugosité du sol dépend de sa granulométrie en surface. Par conséquent, le coefficient de Strickler peut varier selon la pente qui influence la taille des particules constituant le pavage. Le taux d'infiltration initial et la constante f dépendent de l'humidité initiale du sol qui est différente d'un essai à l'autre.

Les paramètres de calage de l'érosion sont :

- l'érodibilité de pluie du sol, K_i ;
- l'érodibilité de ruissellement du sol, K_r ;
- le coefficient de transport, B .

L'érodibilité de sol, K_I et K_r , et le coefficient de transport ne dépendent que des propriétés du sol et sont constants pour tous les essais.

Le calage du modèle d'érosion de l'onde cinématique a été fait avec la méthode d'optimisation proposée par Nelder et Mead (1965), appelée méthode du simplex. Le principe de la méthode est effectivement assez simple :

- a) Une fonction à optimiser est définie. Il s'agit en général de la somme du carré des erreurs ou de l'écart moyen entre les valeurs mesurées et les valeurs calculées.
- b) Ensuite, (N+1) points sont choisis dans l'espace des N paramètres. La valeur de la fonction à optimiser est calculée pour les (N+1) points formant un simplex. Le point où se trouve le maximum de la fonction à optimiser est appelé point maximum. Le point où la fonction à optimiser a son minimum, est appelé point minimum.
- c) Le point maximum est déplacé par projection par rapport au centre de gravité du simplex, jusqu'à ce que la valeur de la fonction à optimiser devienne plus petite que dans le point minimum.
- d) L'opération est répétée jusqu'à ce que la valeur de la fonction à optimiser tombe en dessous du seuil fixé préalablement.

Le simplex a été établi à partir d'un point d'origine selon la méthode proposée par Spendley et al. (1962). Les coordonnées du point d'origine ont été choisies après quelques simulations numériques préliminaires, pour que les valeurs des paramètres ne soient pas trop éloignés de la solution.

La fonction à optimiser pour caler les paramètres hydrauliques était l'écart carré moyen sur l'hydrogramme complet. Pour le calage des paramètres d'érosion, l'écart carré sur le volume total des sédiments a été minimisé. Le seuil d'acceptance a été fixé à $1.5 \cdot 10^{-3}$ dans les deux cas.

La méthode d'optimisation du simplex a également été programmée dans une macro d'EXCEL. La méthode du simplex et d'établissement du simplex initial sont exposées dans l'annexe D.6.1.

Pour le calage des paramètres, quatre essais de pluie ont été choisis. Les résultats des autres essais devaient être utilisés pour vérifier la valeur des paramètres calés.

Les résultats du calage se trouvent dans l'annexe D.6.2.

7.2.3.6 Discussion des résultats de calage

Les résultats du calage de quatre essais montrent que le coefficient de transport varie fortement entre les essais. Il prend des valeurs entre 2.8 et $12.2 \text{ kg s}^{-1} \text{ m}^{2.5}$ et la Figure 7.23 montre qu'il a tendance à augmenter avec le débit ruisselé de pointe.

Dans l'équation (2.64), le coefficient de transport peut en effet être influencé par l'intensité de la pluie et le régime d'écoulement. A part du débit, de la rugosité du sol et de la pente, la capacité de transport dépend de la turbulence de l'écoulement provoquée par l'impact des gouttes ou la rugosité du sol (Baesley, 1980; Viani, 1986; Chiew et Parker, 1994). Blau et al. (1988) admettent dans l'équation (2.64) une relation linéaire entre la capacité de transport et le débit. Selon Baesley (1980) la capacité de transport d'un écoulement turbulent sur plan est

cependant proportionnelle au carré du débit et à la racine carrée de la pente (cf. équation (2.22)).

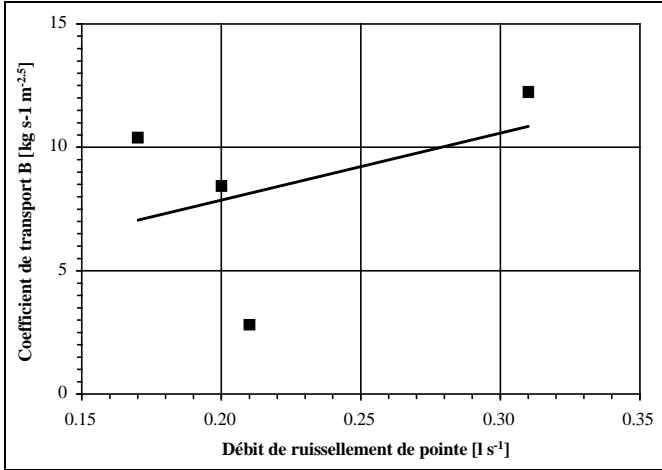


Figure 7.23 : Coefficient de transport B en fonction du débit de ruissellement de pointe.

Blau (1988) exprime l'érodibilité de la pluie par son intensité, alors qu'il est généralement admis que l'érodibilité dépend de l'intensité et de l'énergie cinétique de la pluie (Auerswald, 1984; Viani, 1986). L'énergie cinétique de la pluie étant fonction de l'intensité, Nearing et al. (1989b et 1994) admettent que la quantité de sol détachée par la pluie est proportionnelle au carré de l'intensité de la pluie (cf. équation 2.69).

L'équation (2.62) a donc finalement été remplacée par l'équation suivante :

$$\frac{\partial(C_s \cdot y)}{\partial t} + \frac{\partial(C_s \cdot q)}{\partial x} = K'_1 \cdot I^2 + K_r \cdot \left\{ B' \cdot q^2 \cdot \sqrt{\sin(\beta)} - C_s \cdot q \right\} \dots\dots\dots (7.40)$$

- avec : C_s : concentration en sédiments [kg m⁻³]
- y : profondeur de l'écoulement local [m]
- t : temps [s]
- q : débit de ruissellement spécifique [m³ m⁻¹ s⁻¹]
- x : distance [m]
- K'_1 : érodibilité de pluie du sol [kg s m⁻⁴]
- K_r : érodibilité de ruissellement du sol [m⁻¹]
- B' : coefficient de transport solide modifié [kg s⁻¹ m⁻⁵]
- β : pente [degré]

Après calage sur un des essais avec pluie, le modèle a été validé par la simulation des autres essais avec pluie. Les volumes totaux de sédiments érodés calculés correspondent très bien aux volumes mesurés lors des essais (cf. Figure 7.24). Le coefficient de corrélation de la droite de régression entre les valeurs calculées et les valeurs mesurées est de 0.90.

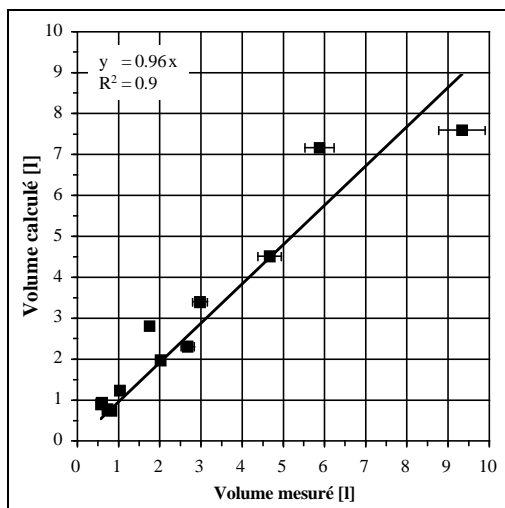


Figure 7.24 : Comparaison entre les volumes de sédiments érodés calculé et mesuré.

Les résultats du calage et des vérifications se trouvent dans l'annexe D.6.3.

7.3 Discussion

Une analyse statistique des données présentée aux paragraphes 4.1 et 4.2 a permis d'établir un modèle d'érosion à l'échelle du bassin versant permettant d'estimer son apport en sédiments annuel issu de l'érosion par la pluie et le ruissellement. Ce modèle montre que la perte en terre annuelle moyenne augmente avec les paramètres suivants :

- la hauteur des précipitations moyennes tombées entre juin et septembre;
- le pourcentage de la surface du bassin versant constitué de sols érodibles;
- le pourcentage de la surface du bassin versant sans couvert végétal;
- le changement annuel de la longueur des glaciers par rapport à leur longueur totale.

Compte tenu des erreurs de mesure, l'équation d'érosion établie donne une bonne estimation du volume d'alluvions annuel moyen mesuré dans les retenues étudiées.

L'application de l'USLE et de la méthode de Gavrilovic aux cinq bassins versants analysés lors des campagnes de terrain n'a pas donné des résultats satisfaisants. Ces méthodes surestiment, dans quelques cas largement, l'apport en sédiments des bassins versants étudiés. L'USLE et la méthode de Gavrilovic ne se prêtent par conséquent pas pour une estimation du volume des sédiments érodés par la pluie et le ruissellement sur un bassin versant alpin.

L'analyse des résultats d'essais en laboratoire avec simulateur de pluie à l'aide de l'USLE a montré que ce modèle ne permet pas de reproduire les processus d'érosion observés. La modification du facteur de pente et du facteur d'érosivité de la pluie introduite dans l'équation de l'USLE permettent une meilleure estimation de la perte en terre mesurée lors des essais en laboratoire. Les deux modèles établis en analogie à l'équation de l'USLE ne permettent cependant ni la modélisation d'autres essais en laboratoire ni la modélisation des processus d'érosion d'un bassin versant alpin entier. Le modèle de l'USLE doit par conséquent définitivement être écarté pour la modélisation de l'érosion par la pluie et le ruissellement en milieu alpin.

L'USLE modifiée qui tient compte de l'érosivité du ruissellement en plus l'érosivité de la pluie a été calé sur les essais en laboratoire avec pluie et avec ruissellement. Le modèle calé donne une bonne estimation de la perte en terre mesurée lors des essais. Par contre, il est impossible de modéliser les processus d'érosion qui se sont produits lors d'autres essais en laboratoire. L'USLE modifiée a donc également été écartée pour la modélisation de l'érosion d'un bassin versant alpin.

Le calage du modèle de l'onde cinématique établi par Blau et al. (1988) sur les résultats d'essais en laboratoire a montré que le coefficient de transport n'est pas indépendant du débit de ruissellement. Ce fait est très embêtant pour la modélisation d'un bassin versant entier ou de précipitations non uniformes.

En analysant la structure du modèle, il s'est avéré que la capacité de transport proposée est une fonction linéaire du débit de ruissellement. Baesley (1980) par contre, calcule la capacité de transport comme fonction parabolique du débit pour des écoulements turbulents sur plans.

Blau et al. (1988) calculent la quantité de sol détaché par la pluie comme fonction linéaire de l'intensité. L'érosivité de la pluie dépend cependant de l'intensité et de l'énergie cinétique de la pluie. L'expression pour la quantité de sol détaché par la pluie proposée par Nearing et al. (1989 et 1994) où cette grandeur est proportionnelle à l'intensité au carré paraît par conséquent plus adaptée.

En introduisant la capacité de transport selon Baesley (1980) et l'intensité de la pluie au carré dans le modèle original de Blau et al. (1988), les paramètres d'érosion prennent des valeurs uniques en fonction du type de sol.

8 CONCLUSIONS

8.1 Revue de littérature

Des mesures d'alluvionnement de retenues existent dans le monde entier. Dans quelques pays, ces données ont été analysées en vue de trouver une relation entre les paramètres influençant l'érosion et le volume des dépôts dans les lacs artificiels. En Suisse une telle étude n'a jamais été faite de manière systématique. Malgré le grand nombre de mesures disponibles et de bonnes bases cartographiques, il n'existe même pas de recueil de ces données. La première partie de la présente recherche a donc été consacrée à l'établissement d'une base de données des volumes d'alluvions mesurés dans les retenues alpines et des caractéristiques de leurs bassins versants susceptibles d'influer sur l'érosion hydrique.

Il ressort également de la revue de littérature que de nombreuses recherches ont été entreprises sur l'érosion hydrique des terrains agricoles et plutôt plats. Parmi ces travaux se trouve un grand nombre d'études détaillées des processus d'érosion et des paramètres qui influencent les phénomènes, notamment les propriétés physiques du sol. Cependant ces études concernent un seul aspect du processus d'érosion et les résultats trouvés restent d'une application limitée. En outre, les sols étudiés jusqu'ici sont surtout ceux de terrains agricoles. Or les sols alpins sont très différents de ces derniers. Ils sont souvent constitués de matériaux bruts provenant de l'altération d'un massif rocheux, avec peu d'activité biologique. Une étude des propriétés physiques d'échantillons de sol prélevés dans des bassins versants alpins dans le cadre de la présente recherche, a permis de mieux comprendre leur rôle et leur influence dans les processus d'érosion hydrique des milieux montagneux.

La recherche dans le domaine de la conservation du sol agricole a également conduit à l'établissement de modèles d'érosion. Ces modèles sont basés sur un grand nombre d'essais in situ ou en laboratoire avec des pluies naturelles ou simulées. Les résultats d'essais ont été analysés de manière systématique. Souvent établis à l'échelle de la parcelle agricole, l'application de ces modèles d'érosion à l'échelle d'un bassin versant a souvent été vouée à l'échec.

Pour les terrains de montagne ou pour ceux couverts d'une végétation naturelle, les études d'érosion hydrique sont plus rares et exécutées de manière moins systématique. Les tentatives d'appliquer les modèles d'érosion existants à un bassin versant alpin sont quasi inexistantes. Un tel exercice pourrait cependant donner des renseignements intéressants, même si le modèle a été développé pour une parcelle agricole. Dans sa tentative d'une modification des modèles existants en vue d'une application au milieu alpin, l'auteur a procédé en outre à des essais de laboratoire avec simulateur de pluie sur des pentes élevées.

8.2 Choix des paramètres et modèles d'érosion

Modèle d'érosion à grande échelle

Le modèle d'érosion à l'échelle du bassin versant, objectif de la présente recherche, doit permettre l'estimation de l'apport en sédiments d'un bassin versant à long terme. Le débit de ruissellement a pu être écarté comme paramètre en admettant que, régulièrement, un

événement de crue a une capacité de transport suffisamment élevée pour emporter tous les sédiments érodés et déposés par des crues antérieures moins importantes. Basé sur la revue de littérature les paramètres suivants ont finalement été choisis pour établir un modèle d'érosion à l'échelle du bassin versant :

- la pente moyenne du bassin versant;
- la pente moyenne des surfaces sans végétation du bassin versant;
- la hauteur de pluie moyenne annuelle, mensuelle ou par saison sur le bassin versant;
- la couverture végétale : le pourcentage du bassin versant couvert par une végétation dense, cultivé ou sans végétation;
- le type de sol caractérisé par la géologie de la roche mère, la granulométrie et la perméabilité et le pourcentage de surface constitué par le type de sol en question;
- la surface couverte par des glaciers;
- la variation de la longueur du glacier;
- la température moyenne annuelle ou mensuelle sur le bassin versant;
- la longueur des affluents de la retenue.

Les études sur l'érosion hydrique du sol, citées dans la revue de littérature, concernent souvent l'influence de la végétation sur les processus d'érosion. En conclusion à ces études, la plus grande partie des sédiments érodés sur un bassin versant provient des surfaces sans végétation et des terres arables. Or, en montagnes ces dernières sont très rares.

Les essais en laboratoire

Les essais en laboratoire destinés à l'établissement d'un modèle d'érosion plus détaillé pour le milieu alpin ont par conséquent été exécutés en admettant que l'apport en sédiments d'un bassin versant alpin provient de surfaces sans couvert végétal. Les paramètres à étudier lors de ces essais étaient donc les suivants :

- la pente du terrain;
- l'intensité de la pluie;
- le débit de ruissellement;
- les propriétés du sol influant sur son érodibilité.

Les campagnes de terrain

Le sol test pour les essais en laboratoire a été choisi de manière à ce que ses propriétés soient représentatives d'un grand nombre de sols alpins. Son choix a été fait après une analyse en laboratoire des propriétés physiques d'échantillons de sols prélevés sur des surfaces d'érosion de cinq bassins versants alpins différents. Les propriétés physiques analysées peuvent toutes avoir une influence sur la sensibilité du sol à l'érosion hydrique :

- la granulométrie;
- la teneur en matière organique;
- la stabilité structurale des agrégats;

- la perméabilité;
- la densité apparente;
- les limites de consistance;
- la couverture par des pierres.

Les modèles d'érosion

Avant d'établir son propre modèle d'érosion pour le milieu alpin, l'auteur de la présente recherche s'est proposé de tester l'application des modèles d'érosion existants pour vérifier leur applicabilité au milieu alpin.

Les modèles de l'USLE (Auerswald, 1984) et de l'USLE modifiée (Foster et al., 1977a) ont été choisis pour une analyse des résultats des essais en laboratoire avec simulateur de pluie. Cette analyse permet de vérifier, si les processus d'érosion sur un sol alpin à forte pente sont les mêmes que ceux d'un terrain agricole plutôt plat.

Une application de l'USLE (Auerswald, 1984) aux bassins versants alpins choisis pour les campagnes de terrain permet de démontrer que cette méthode n'est pas adaptée au milieu alpin.

Le modèle de Gavrilovic (Mietner, 1995/96) est assez simple, sans pour autant négliger les paramètres importants pour l'érosion. Il a été développé pour des bassins versants en montagnes et peut être appliqué aux bassins versants alpins choisis pour les campagnes de terrain.

Le modèle de l'onde cinématique (Blau et al., 1988) calé préalablement à l'aide des résultats d'essai paraît adapté à une application sur les bassins versants alpins.

8.3 Acquisition de données

Les mesures d'alluvionnement

En contactant les exploitants d'aménagements hydroélectriques et des bureaux d'ingénieurs spécialisés, un inventaire des retenues alpines suisse où l'alluvionnement est connu a été établi. Les mesures d'alluvionnement montrent que l'apport en sédiments annuel moyen varie entre 50 et 2'100 m³ km⁻² an⁻¹ dans les Alpes suisses. Ceci correspond à une érosion de 0.05 à 2 mm an⁻¹ en admettant que le volume de sédiments est enlevé de manière uniforme sur toute la surface du bassin versant. En raison de la collision des plaques continentales, les Alpes se surélèvent actuellement en moyenne entre 1 et 3 mm an⁻¹. De ce point de vue, l'érosion mesurée au travers de l'alluvionnement des retenues peut être faible.

Les mesures d'alluvionnement des retenues alpines suisses ont été comparées avec des mesures faites dans d'autres régions montagneuses particulièrement en Europe. Cette comparaison montre que l'apport en sédiments annuel moyen des retenues alpines suisse est du même ordre de grandeur que ceux mesurés en Autriche, en Espagne et en Sicile. Elle montre également, qu'il n'y a pas de relation entre l'apport en sédiments et la taille du bassin versant. Il est intéressant de constater que dans certaines régions du monde les apports en sédiments peuvent atteindre des volumes dix fois plus grands en raison de la grande sensibilité du sol et/ou de la grande agressivité du climat. Selon Walling (1994), l'apport en sédiments de certaines rivières en Chine dépasse 20'000 m³ km⁻² an⁻¹.

Les caractéristiques de bassins versants d'alimentation des retenues

Les caractéristiques influant sur l'érosion hydrique ont été évaluées à l'aide de cartes digitales spécialisées ou à l'aide des stations de mesures pour les bassins versants correspondant aux retenues où l'alluvionnement est connu :

- la pente moyenne du bassin versant a été évaluée à l'aide du MNT de la base de données GEOSTAT de l'OFS;
- la pente moyenne des surfaces sans végétation du bassin versant a été évaluée à l'aide du MNT et de la statistique de la superficie contenus dans GEOSTAT;
- la hauteur de pluie moyenne annuelle, mensuelle ou par saison sur le bassin versant ainsi que le facteur d'érosivité de la pluie ont été déterminés sur la base des mesures de pluie des stations pluviométriques de l'ISM;
- le pourcentage du bassin versant couvert par un type de végétation spécifique a été évalué à l'aide de la statistique de la superficie de la base de données GEOSTAT;
- le pourcentage de la surface du bassin versant constitué d'un sol érodible, peu érodible ou résistant à l'érosion hydrique a été déterminé sur la base de la carte digitale de l'aptitude des sols ou de la carte digitale géotechnique simplifiée de la Suisse contenues dans GEOSTAT;
- la surface couverte par des glaciers a été évaluée à l'aide de la carte digitale géotechnique simplifiée de la Suisse;
- la variation de la longueur des glaciers a été calculée à partir des mesures de la VAW;
- la température moyenne annuelle sur le bassin versant a été déterminée à partir des mesures aux stations climatiques de l'ISM;
- la longueur des affluents de la retenue a été mesurée sur les cartes topographiques nationales au 1 : 25'000.

Les données sur les précipitations, la température et les glaciers sont disponibles uniquement sous forme ponctuelle, tandis que les autres informations peuvent être représentés sur des cartes avec leur distribution spatiale.

Etudes d'érosion avec simulateur de pluie

Les essais en laboratoire avec simulateur de pluie et débit réparti prennent beaucoup de temps. Afin d'augmenter le nombre de mesures et d'établir la comparaison avec d'autres chercheurs, les résultats d'autres études avec simulateur de pluie ont été rassemblés.

Quatre études sur l'érosion ou sur le ruissellement de surface, se basant sur les résultats d'essais avec simulateur de pluie, concernent le milieu alpin. Elles traitent de l'influence de la végétation et de l'utilisation du terrain sur l'érosion hydrique ou les possibilités de réduire cette dernière par une revégétalisation des surfaces de chantiers récents, souvent dénudées. Un cinquième projet de recherche sur l'érosion dans une région montagneuse a été conduit au nord de la Thaïlande pour étudier l'influence de la pente et de la végétation sur la quantité de sol érodé, sur des parcelles agricoles durant une période de mousson. La sixième étude choisie pour une comparaison concerne l'effet d'un amendement organique sur l'érodibilité d'un sol

agricole à l'aide d'essais en laboratoire avec simulateur de pluie, pour des inclinaisons allant jusqu'à 24 % ce qui est déjà proche des pentes de terrains montagneux.

Les résultats de cette dernière étude ont pu être intégrés à ceux des essais en laboratoire exécutés dans le cadre de la présente recherche. Ceci permet de disposer d'un plus grand nombre de mesures et d'augmenter la gamme des valeurs des paramètres étudiés. Les résultats des autres études ont permis de faire une comparaison entre la perte en terre sur des terrains avec couvert végétal et la quantité de sol érodé sur des terrain nus. Ceci permet de vérifier l'hypothèse selon laquelle l'apport en sédiments d'un bassin versant alpin provient avant tout des surfaces sans végétation.

8.4 Campagnes de terrain

Des campagnes de terrains ont été faites sur cinq bassins versants de caractéristiques différentes. Des échantillons de sol ont été prélevés sur des surfaces d'érosion et analysés en laboratoire. Les bassins versants choisis pour les campagnes de terrain sont les suivants :

- **Gebidem** se trouve sur la rive droite de la vallée du Rhône. Le bassin versant est marqué par une grande surface couverte de glaciers et de moraines. Les moraines sont sujettes à l'érosion hydrique et aux glissements de terrain. Les jeunes moraines sont marquées par des rigoles profondes et peu espacées. La perte en terre constitue le record des bassins versants étudiés.
- **Göscheneralp** se trouve sur le versant nord du Gotthard, en rive gauche de la vallée de la Reuss. Le bassin versant est marqué par des éboulis, des glaciers avec leurs moraines et la vallée plate de la Chelenenreuss. Les moraines ont une texture plus grossière que celles du glacier d'Aletsch. Par conséquent les surfaces d'érosion hydrique et les traces de glissement sont moins fréquentes. L'apport en sédiments dans le lac est relativement élevé.
- **Luzzone** se trouve au sud des Alpes. Le bassin versant est marqué par la fréquence de roches schisteuses et par l'absence de glaciers. Les versants raides sont souvent instables et de grandes surfaces sans couvert végétal portent des signes d'érosion hydrique. En hiver, les avalanches contribuent à l'érosion des cours d'eau. Le Val di Scaradra est taillée dans des formations calcaires plus résistantes à l'érosion. Cette vallée est marquée par des éboulis. La perte en terre annuelle moyenne est relativement élevée.
- **Malvaglia** se trouve également au sud des Alpes, mais sa géologie présente une majorité de roches cristallines. Situé à plus basse altitude que les autres bassins versants choisis, Malvaglia est marqué par l'abondance de forêts et de pâturages. Outre les glissements de terrain sur les berges des cours d'eau, les surfaces d'érosion sont plutôt rares et se concentrent sur les terrains en altitude et sur les cônes de déjection des affluents dans la vallée principale. Un des affluents semble être sujet aux laves torrentielles. L'apport en sédiments est plutôt faible.
- **Mattmark** se situe sur le versant nord de la vallée du Rhône. Le bassin versant est marqué par la présence de glaciers avec leurs moraines et des cônes de déjection. Les moraines et les cônes de déjection sont sujets à l'érosion hydrique et aux glissements de terrain. La perte en terre est moyennement importante.

L'analyse des échantillons de sols prélevés est résumée par les remarques suivantes :

- Les sites de prélèvement se trouvent tous au-dessus de 1600 m s.m. en moyenne, souvent même au-dessus de 2000 m s.m. Les surfaces d'érosion deviennent donc plus fréquentes en **altitude** où la végétation est moins dense.
- La **surface** des sites de mesure montre que l'érosion par la pluie et le ruissellement conduit à un tri **granulométrique** et un pavage de surface. La plupart des surfaces d'érosion étudiées sont couvertes par des gros graviers ou même des blocs.
- En présence de blocs, les **rigoles** sont d'espacement et de profondeur très variables. Elles forment des méandres entre les blocs et disparaissent par endroit pour réapparaître plus à l'aval. Sur les sols plus fins, les rigoles se distinguent plus clairement. Elles ont entre 1 et 2 m d'entraxe et leur profondeur varie entre 10 et 20 cm. Outre ces rigoles, il y a souvent de petites ravines ou des cours d'eau saisonniers sur ces surfaces d'érosion. Ils ont un espacement de 5 à 20 m et peuvent être relativement profonds.
- Les **pentés** des sites de prélèvement ont au minimum une pente de 25 %. La médiane se situe autour de 70 %. Les sites de Gebidem et Göschenalp sont plus raides. Ils ont au minimum une pente de 50 % et la médiane est de 80 %.
- La plupart des sites de prélèvement sont **orientés** sud. Ils sont donc soumis à des variations de température journalières très grandes et à un grand nombre de cycles gel-dégel chaque hiver ce qui peut conduire à une altération mécanique plus rapide de la roche.
- L'analyse des **courbes granulométriques** montre que les échantillons sont pour la plupart des sables ou des graviers fins plus ou moins purs. La classification selon l'USCS confirme qu'il s'agit dans tous les cas d'un type de sol similaire. La détermination des limites de consistance s'est avérée difficile à cause de l'absence d'argile. En fait il s'agit de sols très peu altérés où les minéraux d'argile n'ont pas eus le temps de se former.
- Le test Micro-Deval montre que les graviers constituant les sols étudiés ne sont pas très **résistants à l'abrasion**. En moyenne, 30 % des graviers sont détruits lors des essais. Ce sont les roches cristallines de Göschenalp résistent qui résistent le mieux. L'indice du Micro-Deval moyen est de 17 %. Les échantillons de Gebidem et Mattmark ont un indice moyen de 25 %. Les roches de Malvaglia sont assez tendres et 50 % se broient pendant les tests. Les échantillons de Luzzzone sont extrêmement friables. Les échantillons ont en moyenne un indice Micro-Deval de 93 %.
- La **densité apparente** moyenne des sols sur les sites de prélèvement est de 1.5 kg l^{-1} . Les sites de prélèvement sur le bassin versant de Mattmark se situent pour la plupart sur des moraines très compactes. La densité apparente moyenne est de 1.7 kg l^{-1} et le maximum de 2.4 kg l^{-1} .
- Les coefficients calculés selon Beyer (Dysli, 1991) montrent que la **perméabilité** de tous les sols étudiés est bonne à très bonne. La perméabilité médiane de l'ensemble des échantillons est de $5.1 \cdot 10^{-3} \text{ cm s}^{-1}$.

- La **teneur en matière organique** de la plupart des échantillons se situe en-dessous de 1 %, donc très faible. Quelques échantillons prélevés sur les bassins versants de Göschenalp, Luzzone et Mattmark ont une teneur en matières organiques supérieure à 2 %. La teneur en matière organique de trois échantillons en provenance du bassin versant de Malvaglia dépasse 4 %. La faible teneur en matière organique est liée à l'absence de végétation sur les surfaces d'érosion choisies comme sites de prélèvement. La teneur en matière organique tend à diminuer avec l'altitude du site montrant la décroissance de l'activité biologique en altitude. La teneur en matière organique étant dépendant du type de végétation, la dernière déclaration est vraie uniquement parce que tous les sites de prélèvement se trouvent dans des zones de couvert végétal similaire.
- La **couverture par des pierres** moyenne sur tous les bassins versants est de 40 %. Elle varie cependant largement suivant le site de prélèvement. Cette variation est en général de 50 parfois même de 100 %. Toutefois une légère tendance à l'augmentation du taux de couverture par des pierres en fonction de la pente peut être constatée. Ceci confirme la déclaration de Band (1990) selon laquelle le diamètre du grain stable sur un versant augmente avec la pente de ce dernier. Sur les fortes pentes, les éléments fins sont donc rapidement délavés tandis que les plus grands restent à la surface.
- L'**érosibilité** médiane évaluée sur la base des abaques est de 0.08 ou de $0.03 \text{ t m}^2 \text{ h an}^{-1} \text{ ha}^{-1} \text{ kJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$ en tenant compte de la couverture du sol par des pierres. Malgré l'alluvionnement important de la retenue de Gebidem, les sols étudiés de son bassin versant ont des coefficients d'érosibilité relativement faibles. L'érosibilité médiane des échantillons prélevés sur le bassin versant de Göschenalp est la plus élevée de tous les bassins étudiés, suivi de Luzzone, Mattmark et Malvaglia. Ceci correspond à l'apport en sédiments décroissant de ces bassins versants.
- Dans leur étude Dällenbach et Kuhn (1990/91 et 1991) se proposent d'établir des cartes d'érosibilité à l'aide d'une analyse en laboratoire d'échantillons de sol d'une part et de la **classification des sols** selon la carte d'aptitude des sol (Häberli et al., 1980) d'autre part. Ils se basent sur l'hypothèse qu'un même type de sol a toujours le même coefficient d'érosibilité. Les résultats de l'analyse en laboratoire exécuté pour la présente étude montrent cependant une large variation de l'érosibilité pour certains types de sol. En fait, les paramètres de ce coefficient, la perméabilité et la teneur en particules fines, varient également largement pour un même type de sol. Pour une application du modèle d'érosion de l'USLE aux cinq bassins versants étudiés ici, l'attribution d'une valeur au coefficient d'érosibilité en fonction du type de sol est la seule possibilité raisonnable pour déterminer la distribution spatiale de ce paramètre.
- Le facteur d'érosibilité évalué pour les échantillons de sols alpins a été comparé avec les valeurs déterminées pour des sols agricoles en Thaïlande par Hurni (1982), en Allemagne par Auerswald (1984) et en Suisse par Dällenbach et Kuhn (1990/91 et 1991). Cette **comparaison** montre que les sols thaïlandais sont d'érosibilité similaire tandis que les sols agricoles en Allemagne et en Suisse sont 2 à 200 fois plus érodibles que les sols alpins étudiés.

Une analyse des relations entre le coefficient d'érodibilité et les paramètres nécessaires pour l'évaluer à l'aide des abaques conduit aux remarques suivantes :

- L'érodibilité augmente avec la teneur en fines (limon + sable fins, sable).
- L'érodibilité décroît de manière exponentielle avec la perméabilité. Comme il y a une étroite liaison entre la granulométrie et le coefficient de perméabilité calculée ainsi qu'entre l'érodibilité et la teneur en éléments fins, l'existence d'une relation entre la perméabilité et l'érodibilité n'a rien d'étonnant.
- La teneur en matière organique n'influence que faiblement le coefficient d'érodibilité dans le cas présent. Ce dernier décroît avec la teneur en matière organique.
- Le taux de couverture par des pierres ne montre qu'une très faible corrélation avec l'érodibilité. Cette dernière diminue avec la couverture par des pierres.

Avec les remarques ci-dessus, il est justifié de se baser uniquement sur une comparaison des courbes granulométriques pour le choix d'un sol destiné aux essais en laboratoire avec simulateur de pluie. Les seuls paramètres influençant le coefficient d'érodibilité selon l'USLE sont la teneur en éléments fins et la perméabilité qui dépendent de la granulométrie du sol. La matière organique et le taux de couverture par des pierres n'influent que très peu sur l'érodibilité et le dernier dépend souvent de la pente du terrain.

8.5 Essais sur modèle

Le sol choisi pour les essais en laboratoire

Des campagnes de terrain effectuées sur les bassins versants de Gebidem, Göschenalp Luzzone, Malvaglia et Mattmark ont permis de définir les types d'érosion présents, de recenser les zones sensibles à l'érosion et de prélever une dizaine d'échantillons des sols concernés sur chaque bassin versant. Les caractéristiques géotechniques des sols ont été déterminées par des essais en laboratoire.

Le choix d'un sol pour les essais en laboratoire a été fait sur la base des courbes granulométriques uniquement. Les courbes granulométriques obtenues forment un fuseau assez étroit dans la catégorie des sables ou des sables légèrement limoneux. Pour les essais d'érosion en laboratoire, le choix s'est donc porté sur un matériau morainique provenant d'une gravière dont la granulométrie se situe dans la moyenne.

Le programme d'essai

Les premiers essais ont été exécutés seulement sous l'effet de la pluie. Des essais avec un débit réparti ont suivi, pour mieux cerner l'influence du débit de ruissellement.

Pendant les essais de pluie, le sol choisi a été testé avec quatre pentes différents, soit 9, 30, 40 et 50 %. Pour chaque pente trois essais avec des intensités de 60, 90 et 140 mm h⁻¹ ont été exécutés. Chaque essai consiste en deux cycles d'arrosage séparés d'une demi-heure. Le premier arrosage dure une heure, le deuxième une demi-heure.

Pendant les essais avec ruissellement le sol a été testé avec trois pentes différentes, soit 9, 30 et 40 %. Pour chaque pente quatre essais avec des débits de ruissellement de 0.15, 0.25,

0.35 et 0.45 l s⁻¹ ont été exécutés. Ces débits se trouvent dans la gamme de débits de pointe observés lors des essais de pluie. Chaque essai dure une heure.

Observations géomorphologiques

Pendant les essais de pluie, un pavage de la surface se forme rapidement. Les particules fines sont délavées et les graviers restent. Après ce tri granulométrique, la perte en sol décroît et atteint une valeur pratiquement constante, comme l'évolution de la pente moyenne de la courbe du volume solide cumulé le montre. L'aspect de la surface pavée correspond à celui des surfaces d'érosion dans les bassins versants visités. Par conséquent, un essai préliminaire avec une forte intensité de pluie a été exécuté avant la plupart des séries d'essais.

Les résultats d'essais de pluie montrent une forte influence de l'état de surface initial, c'est-à-dire de la densité apparente du sol et de l'existence d'un pavage. La formation de rigoles ne peut être observée que pour les essais de pluie avec une pente de 50 %. Pour les pentes plus faibles, il y a formation de bosses. Les graviers en surface forment des obstacles pour l'écoulement, qui perd de sa capacité de transport et de son pouvoir d'arrachement. A l'amont des cailloux, des dépôts de matériaux se forment par conséquent.

Pendant les essais à débit réparti constant, cinq à sept rigoles se forment rapidement, accompagnées d'un transport solide relativement élevé. Ensuite, la perte en terre décroît brusquement. Pour cette raison, les séries d'essais avec débit réparti sont précédées d'un deuxième essai préliminaire à débit réparti.

Processus d'érosion observés

En outre, un changement des processus pour des pentes et des intensités de pluie élevées peut être constaté. Avec une pente de 50 % et une intensité de 140 mm/h l'érosion et le transport de sédiments se fait en majorité par des mini-coulées de boue. Pour les autres essais, les phénomènes d'érosion de surface classiques ont été observés : entraînement des particules par la pluie et le ruissellement et transport des sédiments par charriage ou en suspension.

Pendant les essais de ruissellement, le transport en suspension est sensiblement plus faible que pendant les essais de pluie. L'eau sortant du système de mesure est pratiquement propre. En fait, l'écoulement sur la surface du sol est moins turbulent pendant les essais avec débit réparti raison de l'absence de l'impact de gouttes de pluie. Par conséquent la quantité de particules très fines détachée et transportée est diminuée. Ceci confirme les observations de Kinnell (1990) et Chiew et Parker (1996) selon lesquelles les turbulences sont le moteur du détachement des particules cohésives et du transport en suspension.

Le taux d'érosion est moins constant lors des essais à débit réparti que lors des essais avec pluie. Ceci est dû aux processus d'érosion. De temps en temps, les berges des rigoles s'affaissent et forment un dépôt de matériaux meubles sur le fond de la rigole. Ce dépôt est rapidement mobilisé et transporté vers l'aval par l'écoulement. Après cet événement, le transport solide est à nouveau relativement faible, constitués de quelques particules détachées de la matrice du sol par le ruissellement.

L'influence du ruissellement

La comparaison du poids total des sédiments érodés en fonction de l'érosivité de la pluie pour les quatre différentes pentes montre l'influence du ruissellement. En fait, la surface horizontale qui intercepte la pluie décroît avec la pente du plan inclinable. Par conséquent, le

débit de pointe de ruissellement est plus petit pour les essais à 50 % de pente et la perte en terre de cette série est plus faible que celle avec 40 % de pente.

En rapportant la perte en terre des quatre séries d'essais en fonction de l'érosivité du ruissellement, ce phénomène disparaît. La perte en terre augmente avec la pente.

Matériaux érodés

Une analyse granulométrique des matériaux érodés a été faite pour chaque essai de pluie standard et pour chaque série d'essai de ruissellement. Cette analyse montre que le sol érodé par la pluie est en général plus fin que le sol en place. Les matériaux érodés pendant les essais avec une pente de 50 % et des intensités de 90 ou 140 mm h⁻¹ ont cependant sensiblement la même texture que le sol en place. Ceci est dû au fait qu'une grande partie de ces matériaux sont transportés par un ruissellement concentré ou des coulées boueuses qui peuvent détacher et emporter des particules de diamètre relativement important.

Le diamètre à 90 % de poids (D_{90} ; 90 % de particules ont un diamètre inférieur) du sol érodé caractérise les plus gros grains qui peuvent être détachés et transportés pour une configuration d'essai donnée. L'analyse granulométrique a montré que le D_{90} augmente avec la pente.

Le D_{90} est également représentatif du plus petit grain qui est encore stable pour une configuration d'essai donnée. L'analyse granulométrique montre, qu'il est proportionnel au carré de la pente comme préconisé par Band (1990), qui a trouvé que le diamètre des grains stables sur un versant est proportionnel au potentiel de la pente.

Comparaison avec d'autres études

Une comparaison de la perte en terre des essais avec pluie avec les résultats des essais de Schauer et Bunza montre l'influence de la végétation. Les prés alpins et les pistes de ski testés par Schauer et Bunza étaient complètement ou partiellement couverts de végétation. Ils étaient donc moins sensibles à l'érosion de surface que le sol nu des essais en laboratoire.

Les essais de F. Graf ont curieusement une perte de terre plus élevée que les essais de l'auteur. L'explication de ce phénomène doit probablement être recherchée dans la taille différente des surfaces d'essai.

Une comparaison de la perte en terre de la série d'essais de pluie à 50 % de pente avec les résultats de Hurni (1981) et de Viani (1986) montrent que le sol alpin testé dans la présente étude est moins érodible. La perte de terre mesurée par Hurni et la quantité de sol érodé mesurée par Viani sont toujours plus grandes que celle mesurée par l'auteur, même pour des pentes plus faibles et la parcelle avec végétation.

8.6 Modèles d'érosion

8.6.1 Modèles validés

Modèles globaux

Les mesures de l'alluvionnement des retenues alpines suisses et les caractéristiques de leur bassins versants sont utilisées pour établir un modèle d'érosion en milieu alpin à l'échelle du bassin versant. Ce modèle a été calé à l'aide d'une analyse statistique de ces données et permet

d'estimer l'apport annuel en sédiments issu de l'érosion par la pluie et le ruissellement. Ce modèle montre que la perte en terre annuelle moyenne augmente avec les paramètres suivants :

- la hauteur des précipitations moyennes tombées entre juin et septembre;
- le pourcentage de la surface du bassin versant constitué de sols érodibles;
- le pourcentage de la surface du bassin versant sans couvert végétal;
- le changement annuel de la longueur des glaciers par rapport à leur longueur totale.

Compte tenu des erreurs de mesure, l'équation d'érosion établie donne une bonne estimation du volume annuel moyen d'alluvions mesuré dans les retenues étudiées. Il est exprimé par la formule suivante :

$$V_A = 93 \cdot 10^{-15} \cdot H_{\text{été}}^{0.052} \cdot SE^{0.091} \cdot SV^{8.108} \cdot \Delta L_G^{0.082} + 274 \dots\dots\dots (7.7)$$

avec : V_A : volume spécifique de l'apport annuel en sédiments
[m³ km⁻² an⁻¹]

$H_{\text{été}}$: hauteur des précipitations moyennes tombées entre juin et septembre [mm]

SE : pourcentage de la surface du bassin versant constitué de sols érodibles (classification selon la carte d'aptitude des sols) [%]

SV : pourcentage de la surface du bassin versant sans couvert végétal [%]

ΔL_G : changement annuel de la longueur des glaciers par rapport à leur longueur totale [%]

Parallèlement, deux modèles d'érosion ont été choisis pour vérifier leur aptitude à simuler l'érosion hydrique dans les bassins versants alpins. Il s'agit de l'USLE et de la méthode de Gavrilovic. Ces deux modèles ont été appliqués aux bassins versants visités lors des campagnes de terrain, car leur application demande une connaissance approfondie soit des sols, soit de la géomorphologie du bassin versant.

Ces applications n'ont pas donné des résultats satisfaisants. Ces méthodes surestiment dans quelques cas largement, l'apport en sédiments des bassins versants étudiés. L'USLE et la méthode de Gavrilovic ne se prêtent par conséquent pas à une estimation du volume des sédiments érodés par la pluie et le ruissellement sur un bassin versant alpin.

Modèles détaillés

Les résultats des essais de laboratoire avec simulateur de pluie et débit de ruissellement constant ont été analysés à l'aide de trois modèles d'érosion. Il s'agit de l'USLE, de l'USLE modifiée et du modèle de l'onde cinématique. Cette analyse a permis de vérifier en détail leur aptitude à décrire les processus d'érosion sur un sol alpin et sur de fortes pentes. Dans une deuxième étape, des modifications ont été introduites dans ces modèles afin de les rendre utilisables pour une estimation de l'apport en sédiments d'un bassin versant alpin entier.

L'analyse des résultats des essais à l'aide de l'USLE avait comme but d'étudier les raisons de l'échec d'application de l'USLE aux bassins versants alpins. Comme démontré par Humi (1982), il suffit parfois de redéfinir un paramètre - en occurrence le facteur de pente dans ce

cas - pour améliorer les résultats. Une analyse statistique des résultats des essais, basée sur des ajustements à l'aide de l'USLE ou des équations similaires, a permis de vérifier l'équation permettant de déterminer les paramètres de ce modèle d'érosion.

Cette analyse a montré que ce modèle ne permet pas de reproduire les processus d'érosion survenus lors des essais. Les modifications du facteur de pente et du facteur d'érosivité de la pluie introduite dans l'équation de l'USLE permettent une meilleure estimation de la perte en terre mesurée lors des essais en laboratoire. Les deux modèles établis en analogie à l'équation de l'USLE ne permettent cependant ni la modélisation d'autres essais en laboratoire ni la modélisation des processus d'érosion d'un bassin versant alpin entier. Le modèle de l'USLE doit par conséquent être définitivement écarté pour la modélisation de l'érosion par la pluie et le ruissellement en milieu alpin.

Une première analyse des résultats d'essais a montré que le débit de ruissellement exerce une grande influence sur la perte en terre. Le modèle de l'USLE modifiée proposé par Foster et al. (1977a) devrait par conséquent être particulièrement adapté à reproduire les résultats d'essai.

Une analyse statistique a permis de caler l'USLE modifiée sur les résultats d'essais. Le modèle calé donne une bonne estimation de la perte en terre mesurée lors de ces essais. Par contre, il est impossible de modéliser les processus d'érosion qui se sont déroulés lors d'autres essais en laboratoire. L'USLE modifiée a donc également été écartée pour la modélisation de l'érosion d'un bassin versant alpin.

Le modèle détaillé de l'onde cinématique

Le modèle d'érosion proposé par Blau et al. (1988) est simple mais tient compte des processus d'érosion les plus importants. Il s'agit en outre d'un modèle physique qui peut être appliqué à des conditions diverses.

A cause de sa simplicité relative, la méthode des volumes finis (Zhao et al., 1994) a été choisie pour la résolution numérique des équations de l'onde cinématique et de l'équation analogue pour le transport solide. L'infiltration dans le sol est calculée par l'équation de Horton (Musgrave et Holtan, 1964) et la perte de charge par l'équation de Manning-Strickler (Sinniger et Hager, 1989).

Afin de pouvoir simuler les essais en laboratoire par l'équation de Blau et al. (1980), les paramètres hydrauliques et d'érosion doivent être calés. Le calage a été fait avec la méthode d'optimisation proposée par Nelder et Mead (1965), appelée méthode du simplexe.

Le calage du modèle de l'onde cinématique établi par Blau et al. (1988) sur les résultats d'essais en laboratoire a montré que le coefficient de transport n'est pas indépendant du débit de ruissellement. Ce fait est très gênant pour la modélisation d'un bassin versant entier ou d'une répartition non uniforme des pluies.

En analysant la structure du modèle, il s'est avéré que la capacité de transport proposée est une fonction linéaire du débit de ruissellement. Selon Baesley (1980) par contre, la capacité de transport est proportionnelle au carré du débit et à la racine carrée de la pente pour des écoulements turbulents sur plans.

Blau et al. (1988) calculent la quantité de sol détaché par la pluie comme une fonction linéaire de l'intensité. L'érosivité de la pluie dépend cependant de l'intensité et de l'énergie cinétique de la pluie. L'expression pour la quantité de sol détaché par la pluie, proposée par

Nearing et al. (1989 et 1994) où cette grandeur est proportionnelle à l'intensité au carré parait par conséquent mieux adaptée.

En introduisant ces formulations dans le modèle de l'onde cinématique, il devient :

$$\frac{\partial(C_s \cdot y)}{\partial t} + \frac{\partial(C_s \cdot q)}{\partial x} = K_I \cdot I^2 + K_r \cdot \left\{ B' \cdot q^2 \cdot \sqrt{\sin(\beta)} - C_s \cdot q \right\} \dots\dots\dots(7.40)$$

- avec :
- C_s** : concentration en sédiments [kg m⁻³]
 - y** : profondeur de l'écoulement local [m]
 - t** : temps [s]
 - q** : débit de ruissellement spécifique [m³ m⁻¹ s⁻¹]
 - x** : distance [m]
 - K_I'** : érodibilité de pluie du sol [kg s⁻¹ m⁻⁴]
 - K_r** : érodibilité de ruissellement du sol [m⁻¹]
 - B'** : coefficient de transport solide modifié [kg s⁻¹ m⁻⁵]
 - β** : pente [degré]

En introduisant cette modification dans le modèle original de Blau et al. (1988), les paramètres d'érosion prennent des valeurs uniques en fonction du type de sol.

8.6.2 Changement d'échelle

Dans le cadre de cette recherche, l'érosion hydrique a été étudiée à deux échelles différentes :

- l'échelle globale au niveau du bassin versant pour la prédiction de l'érosion annuelle moyenne (long terme);
- l'échelle détaillée au niveau de la "parcelle" ou d'une surface unitaire du bassin versant pour la prédiction de l'érosion événementielle (court terme).

Pour chacune des deux échelles, un modèle d'érosion a pu être établi qui donne une bonne corrélation avec les mesures d'alluvionnement pour le modèle global ou avec les résultats expérimentaux pour le modèle détaillé. Le modèle d'érosion global retenu correspond au modèle d) issu de l'analyse statistique des mesures d'alluvionnement dans les retenues alpines suisses et des caractéristiques des bassins versants correspondants. Quant au modèle détaillé retenu, il s'agit du modèle modifié de l'onde cinématique par l'auteur de la présente recherche.

Deux questions restent à répondre à ce stade :

1. Est-ce que les deux modèles d'échelle différente sont compatibles au niveau de leurs paramètres ?
2. Quels problèmes se posent lors d'un changement d'échelle, c'est-à-dire pour une application du modèle détaillé à un bassin versant.

Comparaison des paramètres des modèles retenus

La comparaison des paramètres des deux modèles retenus montre qu'ils tiennent compte des mêmes paramètres :

- **La pluie** : Le modèle global tient compte de la hauteur moyenne des précipitations estivales (prédiction à long terme). Afin de pouvoir reproduire les processus d'érosion pour chaque événement pluvial, le modèle détaillé tient compte de l'intensité et du débit de ruissellement instantanés.
- **Le sol** : Le pourcentage de surface couvert par des sols sensibles intervient comme paramètre dans le modèle global. Le modèle détaillé caractérise le sol par quatre paramètres : sa rugosité, sa sensibilité par rapport à l'agression de la pluie et par rapport à l'effet du ruissellement ainsi que par un coefficient de transportabilité.
- **La végétation** : Le modèle global tient compte du pourcentage de surface sans couvert végétal du bassin versant. Le modèle détaillé a été calé sur des essais de laboratoire exécutés avec un sol nu.
- **La topographie** : L'influence de la pente de terrain sur l'érosion semble s'estomper avec l'agrandissement de l'échelle spatiale et temporelle. Ce paramètre n'intervient pas dans le modèle global. Dans le modèle, une pente différente peut être attribuée à chaque volume fini. Ce paramètre intervient donc avec sa distribution spatiale réelle.
- **Les glaciers** : Le modèle global introduit le changement de la longueur du glacier comme paramètre d'érosion. Ce paramètre influence en fait la surface constituée de sols sensibles à l'érosion. Le changement de la taille des glaciers étant un processus très lent, ce paramètre n'intervient pas dans le modèle détaillé qui donne une image "instantanée" des événements.

Changement d'échelle

Le modèle de l'onde cinématique peut, à priori, être appliqué à un bassin versant entier qui sera modélisé par des surfaces élémentaires. Comme le modèle est basé sur des lois physiques, chaque surface élémentaire peut être caractérisée par des valeurs de paramètres correspondant à ses propriétés afin d'obtenir des bons résultats. Les considérations ci-dessus révèlent cependant un certain nombre de problèmes :

- Les précipitations sont connues ponctuellement aux stations de mesure. Leur distribution spatiale est inconnue.
- Pour estimer l'érosion moyenne annuelle de manière plus précise qu'avec le modèle global, des longues séries historiques de précipitations doivent être simulés. Ceci prend beaucoup de temps de calcul.
- Les paramètres caractérisant le sol ont été calés sur des résultats expérimentaux obtenus avec un seul type de sol. Afin de pouvoir modéliser un bassin versant avec sa multitude de sols différents, ces paramètres devraient pouvoir être déterminés à partir des propriétés physiques de ces sols. Avant de disposer d'avantage de résultats expérimentaux, les paramètres caractérisant le sol restent des paramètres de calage du modèle.

- La modélisation d'un bassin versant avec le modèle détaillé ne peut se faire, pour l'instant, sans l'hypothèse selon laquelle les surfaces sans végétation sont les seules à contribuer à l'apport en sédiment du bassin versant.
- Le maillage d'un bassin versant pour la modélisation peut être faite à partir d'un MNT ce qui permet de déterminer directement la pente de chaque volume fini.
- Le changement de la surface d'un glacier peut être introduit par un changement de nombre de surfaces élémentaires avec une activité érosive.

Le logiciel permettant la simulation de l'hydrologie et de l'érosion sur un bassin versant est actuellement en développement au LCH. L'application du module d'érosion reste pour l'instant délicat, car des connaissances approfondies sur la relation entre les paramètres du modèle et les propriétés physiques du sol ainsi que sur l'érosion sur des surfaces couvertes de végétation.

8.7 Perspectives d'application et de développement

La présente recherche sur l'érosion de surface des bassins versants alpins par la pluie et le ruissellement s'est voulue très générale. Le problème a été abordé par différentes méthodes et à des échelles distinctes. Cette approche donne une vue d'ensemble du problème et constitue une base pour définir l'orientation des travaux à entreprendre pour mieux cerner les processus d'érosion.

Les modèles d'érosion ou d'apport en sédiments globaux à l'échelle du bassin versant, qu'ils soient empiriques ou conceptuels, ne permettront jamais plus qu'une estimation grossière des volumes de sédiments en jeu. En outre, ils ne peuvent que rarement être utilisés pour modéliser les processus d'érosion dans d'autres conditions que celles pour lesquelles ils ont été établis.

Dans ce sens, la recherche sur l'érosion de surface des bassins versants alpins doit se concentrer plutôt sur les modèles physiques qui décrivent en détail tous les processus intervenants. Ces modèles permettent la simulation événementielle des processus d'érosion sous n'importe quelle condition à condition de choisir des valeurs appropriées pour les paramètres.

Le modèle de l'onde cinématique amélioré par l'auteur sur la base des résultats d'essais avec simulateur de pluie et débit de ruissellement réparti paraît bien adapté à la modélisation de l'érosion hydrique d'un sol alpin sur des fortes pentes. La recherche devra par la suite montrer,

- si le modèle est capable de simuler des événements érosifs sur un bassin versant entier;
- quelles relations existent entre les paramètres du modèle caractérisant le sol et les propriétés physiques mesurables de ce dernier.

Le premier point sera prochainement possible grâce à l'intégration d'un module d'érosion dans le programme hydrologique que Jérôme Dubois met au point dans le cadre de sa thèse. Pour la réalisation du deuxième point, la recherche expérimentale doit être poursuivie avec des sols de différentes caractéristiques.

ABREVIATION ET NOTATIONS

Abréviations

Abréviation	Description
ANETZ	station climatique avec mesures continues
EPFL	Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne
FNP	Institut Fédéral de la recherche sur la Forêt, la Neige et le Paysage
ISM	Institut Suisse de Météorologie
LAVOC	Laboratoire des VOies de Circulation
LCH	Laboratoire de Construction Hydrauliques
LMS	Laboratoire de Mécanique des Sols
MNT	modèle numérique de terrain
OFS	Office Fédéral de la Statistique
S+T	Service de Topographie
SIG	système d'information géographique
USCS	United States Soil Conservation Service
USLE	équation universelle de perte en terre (angl : Universal Soil Loss Equation)
VAW	Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie
WEPP	Water Erosion Prediction Project

Notations

Variable	Description	Unités
A	perte en terre	t ha ⁻¹ temps ⁻¹ ou t km ⁻² an ⁻¹
a b c d e f	constantes	-
A ₁ A ₂ A ₃	coefficients pour le calcul de la capacité de transport	-
AV	pourcentage de la surface avec végétation	%
B	coefficient de transport	m ^{1/2} s ² kg ^{-1/2} ou kg s ⁻¹ m ^{-(1+μ)}
B'	coefficient de transport modifié	kg s ⁻¹ m ⁻⁵
B*	coefficient de transport normalisé	-
B ₀	coefficient de transport à l'aval de la pente	m ^{1/2} s ² kg ^{-1/2}
C	facteur agronomique	-
C _a	coefficient de la force ascensionnelle	-
C _c	coefficient de courbure de la courbe granulométrique	-
Cl _{agr}	classe d'agrégats	-
Cl _{perm}	classe de perméabilité	-
CN	curve number	-
C _R	rugosité du sol	s m ⁻¹
C _s	concentration en sédiments	kg m ⁻³
C _s *	concentration adimensionnelle en sédiments	-
C _{Strickler}	coefficient de rugosité de Strickler	m ^{1/3} s ⁻¹

Variable	Description	Unités
C_t	coefficient de traînée	-
C_u	coefficient d'uniformité de Christiansen ou de la courbe granulométrique	-
D	diamètre	mm
D₅₀	diamètre à 50 % de poids	mm
D_{eff}	diamètre effectif	mm
D_i	diamètre d'une classe granulométrique	mm
dl	élément unitaire de la frontière (d'un volume fini)	-
ΔL_G	changement annuel de la longueur des glaciers par rapport à leur longueur totale	%
D_{médian}	diamètre médian (poids des particules plus petites = poids des particules plus grandes)	mm
D_X	diamètre à X % de poids	mm
E	énergie cinétique de la pluie	kJ m^{-2}
E_{spéc}	énergie cinétique spécifique de 1 mm de pluie	$\text{kJ m}^{-2} \text{mm}^{-1}$
F	surface	km^2, m^2
F_a	force ascensionnelle	N
F_c	force de cohésion	N
F_p	poids déjaugé du grain	N
F_{SV}	surface sans végétation	km^2
F_t	force de traînée	N
F_{VC}	surface avec végétation clairsemée	km^2
g	constante de la gravité	m s^{-2}
G	volume moyen de sédiments détachés sur le bassin versant	$\text{m}^3 \text{an}^{-1}$
h	hauteur	m ou cm
H	hauteur de pluie	mm ou m
H_{été}	hauteur des précipitations estivales	mm ou mm temps^{-1}
H_{moy}	hauteur de pluie moyenne	mm ou mm temps^{-1}
H_r	hauteur de pluie ruisselée	mm
I	intensité de la pluie	mm h^{-1} ou m s^{-1}
i j	indice de lieu	-
I_f	taux d'infiltration	mm h^{-1} ou m s^{-1}
I_{f0}	taux d'infiltration initial	mm h^{-1} ou m s^{-1}
I_{f crit}	taux d'infiltration constant correspondant à un état d'équilibre	mm h^{-1} ou m s^{-1}
IGF	indice des particules fines de la granulométrie	%
IIE	index d'intensité de l'érosion	-
I_{max, 30}	intensité maximale pendant 30 minutes	mm h^{-1} ou m s^{-1}
I_{net}	intensité de la pluie nette	mm h^{-1} ou m s^{-1}
I_{net 0}	intensité nette de la pluie sur le plan de calibration	m s^{-1}
I_{net*}	intensité adimensionnelle nette de la pluie	-
IP	indice de porosité	cm
IPA	indice de pluie antécédente	mm
IST	index du type de sol	-
ITE1	indice de type d'exploitation d'une retenue pour le calcul de la capacité de rétention des sédiments d'une retenue	-
ITE2	indice de type d'exploitation d'une retenue pour le calcul de la densité apparente des sédiments	-
k_D	coefficient de perméabilité selon Darcy	m s^{-1}

Variable	Description	Unités
K_I	érodibilité de pluie	t m ² h ha ⁻¹ kJ ⁻¹ mm ⁻¹ ou kg m ⁻³ ou kg s m ⁻⁴
K_I'	érodibilité de pluie modifiée	kg s ⁻¹ m ⁻⁴
K_r	érodibilité de ruissellement	kg h mm ⁻¹ kJ ⁻¹ m ⁻¹ ou m ⁻¹ ou s m ⁻¹
K_w	coefficient de rugosité de Woolhiser	-
L	facteur de longueur de la pente	-
l	longueur	m
l₀	longueur du plan utilisé pour la calibration	m
l_a	longueur cumulée des affluents	km
l_p	longueur du cours d'eau principal	km
l_u	longueur de la parcelle standard pour les essais de USLE	m
m	facteur de multiplication	-
M N	nombre de variables	-
M_g	masse des gouttes	kg
MO	teneur en matière organique	%
moy	indice indiquant une valeur moyenne	-
n	indice de temps	-
O	périmètre du bassin versant	km
P	facteur des aménagements anti-érosif	-
p	gradient de pente	m m ⁻¹
p*	pente normalisée	-
p₀	pente à l'aval du versant	-
P₀	porosité totale du sol non travaillé	%
P₁	porosité totale après travail du sol	%
P_e	puissance de l'écoulement	W m ⁻²
P_s	masse de sédiments, perte en terre	kg
P_s spéc	masse des sédiments spécifique	kg m ⁻¹
P_{TOT}	masse totale d'eau et de sédiments	kg
Q	débit	m ³ s ⁻¹ ou l s ⁻¹
q	débit spécifique	m ³ m ⁻¹ s ⁻¹
q*	débit unitaire normalisé	-
q_{crit}	débit critique, début du transport solide	m ³ m ⁻¹ s ⁻¹
Q_{moy}	débit moyen	m ³ s ⁻¹
qm_s	charge solide spécifique	kg s ⁻¹ m ⁻¹
Q_p	débit de pointe	m ³ s ⁻¹
q_p	débit spécifique de pointe	m ³ m ⁻¹ s ⁻¹ ou mm h ⁻¹
R²	coefficient de corrélation	-
R²_{corr}	coefficient de corrélation corrigé	-
RAC	rapport entre la perte en terre d'une parcelle cultivée et la même parcelle en jachère nue	-
R_C	capacité de rétention des sédiments d'une retenue	%
R_I	érosivité de la pluie	kJ mm m ⁻² h ⁻¹
R_m	érosivité moyenne de la pluie et du ruissellement	kJ mm m ⁻² h ⁻¹
R_r	érosivité du ruissellement	kJ mm m ⁻² h ⁻¹
S	facteur de pente	-
s	pente	%
SDR	sediment delivery ratio	-
SDR_{bv}	SDR du bassin versant	-

Variable	Description	Unités
SDR_{ce}	SDR du cours d'eau	-
SE	pourcentage de la surface du bassin versant constituée par des sols érodibles	%
s_r	pente de la ligne d'énergie	m m ⁻¹
SV	pourcentage de la surface sans végétation	%
T	durée d'exploitation d'une retenue / durée	ans, h ou s
t*	temps adimensionnel	-
t₀	temps auquel les conditions stationnaires d'écoulement sont atteintes	s
T_c	capacité de transport	kg m ⁻¹ min ⁻¹ ou kg m ⁻¹ s ⁻¹
t_c	temps de concentration	s
T_c[*]	capacité de transport normalisée	-
T_{c0}	capacité de transport à l'aval du versant	kg m ⁻¹ s ⁻¹
TD_d	taux de déposition des matériaux solides	kg s ⁻¹ m ⁻²
TD_f	taux de sédiments détachés par la pluie	kg s ⁻¹ m ⁻²
TD_r	taux de sédiments détachés ou déposé par le ruissellement	kg s ⁻¹ m ⁻²
TOT	indice indiquant une valeur totale	-
u	vitesse instantanée	m s ⁻¹
U	vitesse moyenne	m s ⁻¹
u'	composante turbulente de la vitesse	m s ⁻¹
U_d	vitesse de décantation	m s ⁻¹
U_f	vitesse d'écoulement sur le fond	m s ⁻¹
U_g	vitesse de chute des gouttes	m s ⁻¹
u_{moy}	moyenne temporelle de la vitesse instantanée	m s ⁻¹
V_A	perte en terre	m ³ km ⁻²
V_e	volume d'eau	m ³ , l
V_r	volume ruisselé	m ³ ou l
V_S	volume de sédiments ou d'apport en sédiments	m ³ ou l
V_{S cum}	volume de sédiments cumulés	m ³ ou l
V_{SD}	volume de sédiments déposés	m ³
V_{TOT}	volume total d'eau et de sédiments	l
w	largeur	m ou cm
x	distance	m
X Y	variables	divers
x*	distance adimensionnelle	-
y	profondeur de l'écoulement	m
y*	profondeur adimensionnelle de l'écoulement	-
y₀	profondeur de l'écoulement à l'aval pour les conditions stationnaires	m
Z	altitude moyenne du bassin versant	km
%A	pourcentage d'argile	%
%L	pourcentage de limon	%
%R_n	part de l'érosivité de la période en question en pour-cent de l'érosivité totale d'une année	%
%S	pourcentage de sable	%
α	coefficient de perte de charge	m ^{-(μ-2)} s ⁻¹
β	pente	degré

Variable	Description	Unités
$d\omega$	élément unitaire de surface (d'un volume fini)	-
$d\Omega$	frontière (d'un volume fini)	-
Φ	coefficient du type d'érosion	-
Γ	coefficient d'érosion	$m^2 km^{-4/3} mm^{-2/3}$
ϑ	azimut de l'orientation d'un versant	degré
φ	angle de frottement interne	degré
λ	exposant de pente	-
μ	exposant de perte de charge pour l'écoulement sur plan	-
ν	viscosité cinématique	$m^2 s^{-1}$
Π	coefficient de la résistance du sol	-
Θ	coefficient de température	-
θ	température	°C
ρ	densité apparente des particules de sédiments	$kg m^{-3}$
ρ_A	densité apparente des argiles	$kg m^{-3}$
ρ_a	masse spécifique de l'air	$kg m^{-3}$
ρ_e	masse spécifique de l'eau	$kg m^{-3}$
ρ_L	densité apparente des limons	$kg m^{-3}$
ρ_m	masse spécifique de l'eau chargée en sédiments	$kg m^{-3}$
ρ_S	densité apparente des sables	$kg m^{-3}$
ρ_{s0}	densité apparente initiale des sédiments après la période T	$kg m^{-3}$
ρ_{sT}	densité apparente initiale des sédiments	$kg m^{-3}$
σ	vecteur normal	-
σ_n	déviatoin standard de la composante turbulente de la vitesse	$m s^{-1}$
τ	contrainte de cisaillement	$kg m^{-1} s^{-2}$
τ^*	cisaillement adimensionnel	-
τ^*_{crit}	cisaillement adimensionnel critique selon le diagramme de Shields	-
τ_0	contrainte de cisaillement à l'aval d'un versant	$kg m^{-1} s^{-2}$
τ_{crit}	contrainte de cisaillement critique	$kg m^{-1} s^{-2}$
Ω	surface (d'un volume fini)	-
Ξ	coefficient de l'utilisation du sol	-
Variable	Description	Unités
ψ	rapport maximal entre ruissellement et pluie totale (coefficient de ruissellement)	-
ζ	coefficient de rétention de sédiments dans le bassin versant	-

BIBLIOGRAPHIE

- afnor, Association française de normalisation (eds.) (1990).* Granulats, Essai d'usure micro-Deval. **NFP 18-572, afnor, Paris.**
- Ambühl H. (1995).* Sédiments lacustres : sujet ardu, attrait garanti. **EAWAG news 37F, février 1995, 3-5.**
- Amman M. (1981).* Die Herkunft der feinkörnigen Sedimente in Stauräumen in Abhängigkeit der geologischen Verhältnisse im Einzugsgebiet. **In : D. Vischer (ed.)** Verlandung von Flusstauhaltungen und Speicherseen im Alpenraum. **Mittlgn. VAW 53, 41-48.**
- Amstutz O. (1997).* Modélisation du transport solide à l'amont d'une retenue, application au lac du Vernex (VD). **Exposés du séminaire "Ruissellement et érosion de surface" du 24 octobre 1996 à l'EPF Lausanne, Génie biologique 2/97, 18-21.**
- Ardüser H. P. und R. Staubli (1996).* Stausee Sufers: Sedimentumlagerung im Zusammenhang mit der Sanierung der San Bernardino-Route. **In : D. Vischer (ed.)** Verlandung von Stauseen und Stauhaltungen, Sedimentprobleme in Leitungen und Kanälen. **Mittlgn. VAW 143, Zürich, 103-113.**
- Arnold J. G. and J. R. Williams (1987).* Validation of SWRRB - Simulator for Water Resources in Rural Basins. **Journal of Water Resources Planning and Management 113(2), 243-256.**
- Auerswald K. (1984).* Die Bestimmung von Faktorenwerten der allgemeinen Bodenabtragsgleichung durch künstlichen Starkregen. **Dissertation Tech. Uni. München/Weihenstephan, 212 p.**
- Auerswald K. and A. Eicher (1992a).* Comparison of German and Swiss Rainfall Simulators - Accuracy of Measurement and Effect of Rainfall Sequence on Runoff and Soil Loss Rates. **Z. Pflanzenernähr. Bodenk., 191-195.**
- Auerswald K., M. Kainz, H.-J. Wolfgarten et J. Botschek (1992b).* Comparison of German and Swiss Rainfall Simulators - Influence of Plot Dimensions. **Z. Pflanzenernähr. Bodenk., 493-497.**
- Auerswald K., M. Kainz, D. Schröder et W. Martin (1992c).* Comparison of German and Swiss Rainfall Simulators - Experimental set-up. **Z. Pflanzenernähr. Bodenk., 155, 1-5**
- Auf der Maur, F. (1995).* Die Eiszeitgletscher wirken noch bis heute nach. **Der Bund, Bildung & Wissenschaft 146(39), Bern, 9.**
- Avendaño Salas C., R. Cobo Rayán, J. L. Gómez Montaña y M. E. Sanz Montero (1995).* Procedimiento para evaluar la degradación específica (erosión) de cuencas de embalses a partir de los sedimentos adumulados en los mismos. Aplicación al estudio de embalses españoles. **Ingeniería Civil 99, 51-58.**
- Baesley D. B., L. F. Huggins and E. J. Monke (1980).* ANSWERS : A model for watershed planning. **Trans. of ASAE 23(4), 938-944.**
- Ballif J.-L. (1995).* Réduction de l'érosion hydrique d'un sol viticole champenois. Conséquences de couverture de compost urbains et d'écorces broyées. Dispositif de Moussy (51). 1985-1994. **Réseau Erosion de l'ORSTOM, Bulletin 15, 437-448.**
- Band L. E. (1990).* Grain Size Catenas and Hillslope Evolution. **In : R. B. Bryan (ed.)** Soil Erosion. Experiments and Models. **Catena Suppl. 17, 167-176.**
- Basler & Hofmann (1994).* Ausgleichbecken Rempen - Gutachten zur Entfernung der Feststoffablagerungen. **Bericht Basler & Hofmann, unveröffentlicht.**
- Becher H. H. (1988).* Eignung des Distrometers RD69 zur Bestimmung der Energie natürlicher Regen. **Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gessellsch. 56, 71-74.**
- Becher H. H. (1992).* Comparison of German and Swiss Rainfall Simulators - Relative drop energies and their distribution in time and space for simulated rains. **Z. Pflanzenernähr. Bodenk., 153, 409-414.**

- Beffa C. and R. Faeh (1994).* Flood Propagation on Mobile Beds under Mountainous Flow Conditions. *In : P. Molinaro and L. Natale (eds.) Proc. Spec. Conf. "Modelling of Flood Propagation Over initially Dry Areas", Milan, 29.6-1.7.1994., ASCE, 327-341.*
- Bergaoni M. et H. Camus (1995).* Impact des travaux anti-érosifs sur les crues et le transport solide. **Réseau Erosion de l'ORSTOM, Bulletin 15, 362-381.**
- Bernard C., Wicherek S. et M. R. Laverdière (1995).* Césium-137 et étude environnementale. Exemple de l'érosion des sols. **Réseau Erosion de l'ORSTOM, Bulletin 15, 168-174.**
- Beyer Portner N., Graf F. (1997).* Editorial. **Génie biologique 2/97, 3.**
- Bezinge A. (1978).* Torrents glaciaires. Hydrologie et charriage d'alluvions. **Soc. Suisse des Sci. Nat. Assemblée annuelle Brigue, 5-8 octobre 1978. Symp. de glaciologie, 33 p.**
- Bezinge A. (1985).* Enquête et estimations des charriages annuels sur différents bassins versants du Rhône (sans les limons). **Grande Dixence SA, Sion, 10 p.**
- Bezinge A. (1986).* Glacier de Tsidjiore-Nouve. **International Glaciological Society. Golden Jubilee Tour, 13-20 septembre 1986, 7 p.**
- Bezinge A., M. J. Clark, A. M. Gurnell and J. Warburton (1988).* The management of sediment transported by glacial melt-water streams and its significance for the estimation of sediment yield. **Conference in Lom, Norway, Publ. N° A13/99, 18 p.**
- Bezinge A. et R. Aeschlimann (1989).* Eaux glaciaires, transports solides et décantation en hydroélectricité. **La Houille Blanche 3(4), 247-256.**
- Bezinge A. (1990).* Conséquences de la modification du régime d'écoulement à l'aval des retenues. **Conf. Int. sur Les Ressources en Eau en Régions Montagneuses, AIH-AISH, 19 p.**
- Blau J. B. (1986).* Parameter identifiability of an erosion simulation model. **M. S. Thesis, Department of Hydrology and Water Resources, University of Arizona, Tucson, 82 p.**
- Blau J. B., D. A. Woolhiser and L. J. Lane (1988).* Identification of Erosion Model Parameters. **Trans. of ASAE 31(3), 839-845; 854.**
- Bloesch J. et B. Wehrli (1995).* Formation des archives sédimentaires naturelles. **EAWAG news 38F, 10-12.**
- Boers Th. M., F. J. M. P. van Deurzen, L. A. A. J. Eppink and R. E. Ruytenberg (1992).* Comparison of Infiltration Rates Measured with an Infiltrometer, a Rainulator and a Permeameter for Erosion Research in SE Nigeria. **Soil Technology 5(1), Catena Verlag, Cremlingen-Dested, 13-26.**
- Botschek J. (1988).* Die Ermittlung von gebietsspezifischen, den Bodenabtrag bestimmenden Faktoren in Nordrhein-Westfalen (Anpassung der ABAG). **Mitteiln. Dtsch. Bodenkundl. Gessellsch. 56, 39-42.**
- Botzan D. A. and T. Botzan (1994).* Vegetative protection of Romanian watersheds. **International Waterpower and Dam Construction 64 (September 94), 44-45.**
- Bradford J. M., C. C. Thumann and C. Huang (1992).* Comparison of Resistance of Soil Surface Seals to Raindrop Splash. **Soil Technology 5(1), Catena Verlag, Cremlingen-Dested, 47-56.**
- Breu R. (1993).* Stausee Solis, Seegrundvermessung. Technischer Bericht der 2. Folgemessung. **Bericht Straub AG, unveröffentlicht, 2 S.**
- Brown L. C., G. R. Foster and D. B. Baesley (1989).* Rill Erosion as Affected by Incorporated Crop Residue and Seasonal Consolidation. **Trans. of ASAE 32 (6), 1967-1979.**
- Browning G. M. (1979).* Development. *In : Peterson A. E. and J. B. Swan (eds.).* Universal Soil Loss Equation : Past, Present and Future. Annual Meeting of the Soil Sci. Soc. of Am. Los Angeles, November 13-18, 1977. **Soil Sci. Soc. of Am., Spec. Pub. N° 8, 1-6.**
- Bryan R. B. (1990).* Knickpoint Evolution in Rillwash. *In : R. B. Bryan (ed.).* Soil Erosion. Experiments and Models. **Catena Suppl. 17, 111-132.**

- Bryan R. B. (1992). The Influence of some Soil Conditioners on Soil Properties : Laboratory Tests on Kenyan Soil Samples. **Soil Technology** 5(3), Catena Verlag, Cremlingen-Destedt, 225-247.
- Buckingham E. (1915). Model Experiments and the Forms of Empirical Equation. **Am. Soc. of Mechanical Engineers, Spring Meeting in Buffalo, NY, 263-296.**
- Bunza G. (1984). Oberflächenabfluss und Bodenabtrag in alpinen Graslandökosystemen. **Verhandlungen der Gesellschaft für Ökologie (Bern 1982) XII, 101-109.**
- Bunza G. und T. Schauer (1989). Der Einfluss von Vegetation, Geologie und Nutzung auf den Oberflächenabfluss bei künstlichen Starkregen in Waldbachgebieten der Bayrischen Alpen. **Informationsbericht des Bayerischen Landesamtes für Wasserwirtschaft (2), München, 127-150.**
- Capra A. and B. Scicolone (1996). Evaluation of USLE and RUSLE LS factor for watershed soil erosion estimation. **Presented at the 1st European Conference on Erosion Control, May 29th to 1st of June, Sitges-Barcelona, Spain, 13 p.**
- Centre ORSTOM de Montpellier - laboratoire d'Hydrologie (1993). Relation pluie-débit sur petits bassins versant, approche par la méthode de la simulation de pluie. **Stage de Formation, mars-avril 1993, TECHNOLOGIES NOUVELLES EN HYDROLOGIE DE SURFACE, ACQUISITION ET EXPLOITATION DES DONNEES N° 3. 38 p.**
- Cernusca A. (1984). Ökologische Auswirkungen des Baues und Betriebes von Schipisten. **INTRAPRAEVENT 3, 57-77.**
- Chamayon H. et J.-P. LeGros (1989). Les bases physiques, chimiques et minéralogiques de la science du sol. **Techniques Vivantes, Agence de coopération culturelle et technique, Cons. Int. De la Langue Française, Presse Universitaires de France.**
- Chiew Y.-M. and G. Parker (1994). Incipient sediment motion on non-horizontal slopes. **J. of Hydraulic Research 32 (5), 649-660.**
- Chischi G. (1995). Perspectives on Soil Protection in the Mediterranean. **Réseau Erosion de l'ORSTOM, Bulletin 15, 283.**
- Clark M. J. (1987a). The Alpine Sediment System : A Context in for Glacio-Fluvial Processes **In : A. M. Gurnell and M. J. Clark Glacio-Fluvial Sediment Transfer. An Alpine Perspective. John Wiley & Sons, 9-32.**
- Clark M. J. (1987b). Geocryological Inputs to the Alpine Sediment System. **In : A. M. Gurnell and M. J. Clark Glacio-Fluvial Sediment Transfer. An Alpine Perspective. John Wiley & Sons, 33-58.**
- Clark M. J. (1987c). The Glacio-Fluvial Sediment System : Applications and Implications. **In : A. M. Gurnell and M. J. Clark Glacio-Fluvial Sediment Transfer. An Alpine Perspective. John Wiley & Sons, 499-516.**
- Coussot Ph. (1995). Spécificité de l'hydraulique en torrent de montagne. **La Houille Blanche, 1/1995, 16-20.**
- Dällenbach F. und S. Kuhn (1990/91). Eine Erodierbarkeitskarte im Massstab 1:25'000 für das Gebiet Zurzach-Koblentz-Klingnau (Kt. Aargau) nach der Methodik der USLE. **Seminararbeit in Geographie, GIUB, Bern.**
- Dällenbach F. und S. Kuhn (1991). Eine Erodierbarkeitskarte im Massstab 1:25'000 für das Gebiet Zurzach-Koblentz-Klingnau (Kt. Aargau) nach der Methodik der USLE. **Lizentiatsarbeit in Geographie, GIUB, Bern, 149 S.**
- Delectic A., C. Maksimovic and M. Ivetic (1996). Modelling of Storm Wash-off of suspended Solids from Impervious Surfaces. **Journal of hydraulic research 35(1), 99-118.**
- DePloey J. (1990). Threshold Conditions for Talweg Gullyng with Special Reference to Löss Area. **In : R. B. Bryan (ed.), Soil Erosion. Experiments and Models. Catena Suppl. 17, 147-151.**
- Descoedres F. (1989). Mécanique des roches. **Polycopié de l'EPFL, Laboratoire de mécanique des roches, 191 p.**

- Descroix L. (1994). L'érosion actuelle dans la partie occidentale des Alpes du sud. **Thèse de doctorat de l'Université Lumière-Lyon II, 353 p.**
- Deville Q. (1994). 1342 : Inferno am Urnersee. **Basler Zeitung 113.**
- Dragoni W. and G. Basile (1984). Erosion and sedimentation in the Monte Pulciano lake basin (Toscana, central Italy). **CNR-PAN Meeting on Progress in mass movement and sediment transport studies, problems of recognition and prediction. Dec. 5-7 in Torino, 277-301.**
- Dudeck A. E., N. P. Swanson and A. R. Dedrick (1967). Mulches for Grass Establishment on Steep Construction Slopes. **Committee on Roadside Development, 46th Annual Meeting, 53-59.**
- Durousset E. (1995). Pratiques et représentations sociales associées à l'érosion des sols viticoles et aux inondations en Saône-Loire. **Réseau Erosion de l'ORSTOM, Bulletin 15, 284.**
- Dysli M. (1991). Le gel et son action sur les sol et les fondations. **Complément au Traité de Génie Civil. Presse Polytechniques et Universitaires Romandes, Lausanne.**
- Eastman J. R. (1997). Idrisi for Windows. User's Guide. **IDRISI Production, Clark University.**
- Eder G. (1983). Bodenerosion und Nährstoffauswaschung in Abhängigkeit vom Pflanzenbestand. **Int. Symp. Gumpenstein über Wurzelökologie und ihre Nutzenwendung, Bundesanstalt Gumpenstein, Irnding, 689-695.**
- Eicher A., M. Kainz, K. Auerswald und W. Martin (1988). Notwendige Messgrößen und -genauigkeiten für Erosionsversuche im Feld. **Mittlgn. Dtsch. Bodenkundl. Gessellsch. 56, 59-62.**
- Ergenzinger P., K. H. Schmidt (1990). Stochastic elements of bed load transport in a step-pool mountain river. **Hydrology in Mountainous Regions. Proc. of Lausanne Sym. IAHS Pub. N° 194(II), 39-46.**
- Fenn R. C. (1987). Sediment Transfer Processes in Alpine Glacier Basins. **In : A. M. Gurnell and M. J. Clark Glacio-Fluvial Sediment Transfer. An Alpine Perspective. John Wiley & Sons, 59-86.**
- Finkner S. C., M. A. Nearing, G. R. Foster and J. E. Gilley (1989). A Simplified Equation for Modelling Sediment Transport Capacity. **Trans. of ASAE 32(5), 1545-1550.**
- Foster G. R. and W. H. Wischmeier (1974). Evaluation irregular slopes for soil loss prediction. **Trans. of ASAE 17(2), 305-309.**
- Foster G. R., L. D. Meyer and C. A. Onstad (1977a). An erosion equation derived from basic erosion principles. **Trans. of ASAE 20(4), 678-682.**
- Foster G. R., L. D. Meyer and C. A. Onstad (1977b). A runoff erosivity factor and variable slope length exponent for soil loss estimates. **Trans. of ASAE 20(4), 683-687.**
- Foster G. R. (1979). Sediment Yield from Farm Fields. The Universal Soil Loss Equation and Onfarm 208 Plan Implementation. **In : Peterson A. E. and J. B. Swan (eds.) Universal Soil Loss Equation : Past, Present and Future. Annual Meeting of the Soil Sci. Soc. of Am. Los Angeles, November 13-18, 1977. Soil Sci. Soc. of Am., Spec. Pub. N° 8, 17-24.**
- Foster G. R. (1982). Modelling the Erosion Process. **In : C. T. Haan, H. P. Johnson and D. L. Brakensiek (eds.). Hydrologic Modelling of Small Watershed. ASAE Monograph 5, St Joseph, MI, 297-308.**
- Foster G. R., R. A. Young and W. H. Neibling (1985). Sediment Composition for Nonpoint Source Pollution Analyses. **Trans. of ASAE 28(1), 133-139/146.**
- Fox D. and R. B. Bryan (1992). Influence of a Polyacrylamide Soil Conditioner on Runoff Generation and Soil Erosion : Field Tests in Baringo District, Kenya. **Soil Technology 5(2), Catena Verlag, Cremlingen-Destedt, 101-119.**
- Frede et al. (1988). Zeitliche Schwankungen der Erodibilität als Folge kurz- oder langfristiger Veränderungen von Aggregatstabilität und Permeabilität. **Mittlgn. Dtsch. Bodenkundl. Gessellsch. 56, 85-88.**
- Fux Ch. (1981). Verlandung und Spülung des Ausgleichsbeckens Mattsand. **In: D. Vischer (ed.). Verlandung von Stauhaltungen und Speicherseen im Alpenraum. Mittlgn. VAW 53, Zürich, 175-183.**

- Girod K., G. Brauer, K. Dybeck und K. Pütz (1996). Die Verlandung von Stauseen im Freistaat Sachsen, BR Deutschland. *In* : D. Vischer (ed.). Verlandung von Stauseen und Stauhaltungen, Sedimentprobleme in Leitungen und Kanälen. **Mittlgn. VAW 142, Zürich, 12-53.**
- Glardon D. (1994). Rapport des levés bathymétriques du 04.08.1994. **Rapport EEF, non publié, 2 p.**
- Godone F. et F. Maraga (1989). Distances de transport par charriage en milieu Préalpin. **Ass. Italiana di Idronomia. Quaderni di Idronomia N° 9, 83-102.**
- Graf F. (1997a). Mykorrhizierte Pflanzen im alpinen Erosionsschutz. **Wissenschaftliches Kolloquium an der WSL Birmensdorf, 24. Februar 1997, unveröffentlicht.**
- Graf F. (1997b). Mykorrhizapilze im Einsatz auf alpinen Erosionsflächen. **Tagungsfachbeiträge des Seminars Oberflächenabfluss und -erosion, 24. Oktober 1996 an der ETH Lausanne, Ingenieurbiole 2/97, 26-28.**
- Graf W. H. (1981). Storage Loss. *In* : D. Vischer (ed.). Verlandung von Stauhaltungen und Speicherseen im Alpenraum. **Mittlgn. VAW 53, 28-40.**
- Graf W. H. (1984). Hydraulics of Sediment Transport. **Water Resources Publications, LLC, Highlands Ranch, Colorado, USA, 513 p.**
- Graf, W. H. et M. Altinakar (1993). Hydraulique 2. Hydraulique fluviale. **Polycopié de l'EPFL, Laboratoire de recherches hydrauliques, 252 p.**
- Gruaz G. (1997). Matière organique. **Mode opératoire du EPFL-LMS N° ES.310, 5 p.**
- Gurnell A. M. (1987). Suspended Sediments. *In* : A. M. Gurnell and M. J. Clark Glacio-Fluvial Sediment Transfer. An Alpine Perspective. **John Wiley & Sons, 305-354.**
- Guy B. T. and W. T. Dickinson (1990). Inception of Sediment Transport in shallow overland flow. *In* : R. B. Bryan (ed.). Soil Erosion. Experiments and Models. **Catena Suppl. 17, 91-109.**
- Häberli R., E. Frei, U. Vögt, R. Flückiger, H. Brunner und F. Schai (1980). Bodeneignungskarte der Schweiz 1 : 200'000. **Bundesamt für Raumplanung, Bundesamt für Landwirtschaft, Bundesamt für Forstwesen.**
- Hall M. J. (1969). The design of nozzle networks for the simulation of rainfall. **J. Hydraul. R. 7, 449-483**
- Hall M. J. (1970). The use of the stain method in determining the drop size distributions of coarse liquid sprays; **Trans. of ASAE 13, 13-37; 41.**
- Harti A. et M. Yacoubi (1992). Erosion hydrique : mécanismes, mesures et expérimentation. **Revue Marocaine du Génie Civil, 38. Ed. Spéc. "Erosion du sol et envasement des barrages", 82-87.**
- Hasholt B. and M. Styczen (1993). Measurement of sediment transport components in a drainage basin and comparison with sediment delivery computed by a soil erosion model. **Sediment Problems : Strategies for Monitoring Prediction and Control (Proc. of Yokohama Symp., July 1993) IAHS Pub 217, 147-159.**
- Hassel J. M. and G. Richter (1988). Die Niederschlagsstruktur des Trier Regensimulators. **Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gessellsch. 56, 93-96.**
- Hassel J. M. und G. Richter (1992). Ein Vergleich Deutscher und Schweizer Regensimulatoren nach Regenstruktur und kinetischer Energie. **Z. für Pflanzennähr. Bodenk. 155, 185-190.**
- Hirschi M. C. and B. J. Barfield (1988). KYERMO - A Physically Based Research Erosion Model. Part I. Model Development. **Trans. of ASAE 31(3), 804-813.**
- Hirschi M. C. and B. J. Barfield (1988). KYERMO - A Physically Based Research Erosion Model. Part II. Model Sensivity Analysis and Testing. **Trans. of ASAE 31(3), 814-820.**
- Hofer F. (1981). Erfahrung mit Spülungen und Freihaltung von Stauräumen bei Anlagen der Tauernkraftwerke AG, Salzburg. *In* : D. Vischer (ed.). Verlandung von Flussstauhaltungen und Speicherseen im Alpenraum. **Mittlgn. VAW 53, ETHZ, 249-256.**

- Hofsiedeldinger (1997)*. Kraftwerk Schwarzach. Rückstauraum Högmoose.. Anlandungsmessung 1993-1997. **Bericht Tauernkraftwerke, unveröffentlicht, 13 S.**
- Holt R. F., D. R. Timmons and R. E. Burell (1979)*. Water Quality Obtainable under Conservation Practices. *In* : *Peterson A. E. and J. B. Swan (eds.)* Universal Soil Loss Equation : Past, Present and Future. Annual Meeting of the Soil Sci. Soc. of Am. Los Angeles, November 13-18, 1977. **Soil Sci. Soc. of Am., Spec. Pub. N° 8, 45-52.**
- Hrissanthou V. (1988)*. Simulation model for the computation of sediment yield due to upland and channel erosion from a large basin. **Sediment Budget. Proc. of the Porto Alegre Symp. IAHS Publ. N°. 174. 453-462.**
- Hurni H. (1982)*. Soil Erosion in Huai Thung Choa - Northern Thailand. Concerns and Constraints. **Mountain Research and Development 2(2), 141-156.**
- Jahn J. (1990)*. Ursachenanalyse Hochwasser 1987. Oberflächenerosion. **Interdisziplinäres Forschungsprogramm des Bundesamtes für Wasserwirtschaft. Teilprojekt A1. Projektabschlussbericht WSL-Verbauwesen, 111 S.**
- Kainz M. und A. Weiss (1988)*. Eignung verschiedener Aggregatstabilitätsmethoden zur Charakterisierung der Erosionsanfälligkeit. **Mitteilung. Bodenkundl. Gesellsch. 56, 81-84.**
- Kainz M., K. Auerswald, R. Vöringer (1992)*. Comparison of German and Swiss Rainfall Simulators - Utility, Labour Demands and Costs. **Z. Pflanzenernähr. Bodenk. 155, 7-11.**
- Kanne S. und R. Baumann (1996)*. Sanierung des Staubeckens Palü. *In: D. Vischer (ed.)*. Verlandung von Stauseen und Stauhaltungen, Sedimentprobleme in Leitungen und Kanälen. **Mittlgn. VAW 142, Zürich, 205-223.**
- Keckler D. (1995)*. Surfer for Windows. Users Guide. **Golden Software Inc.**
- Kemp née Marchington A. C. (1990)*. Towards a dynamic model of gully growth. **Erosion Transport and Deposition Processes. Proc. of the Jerusalem Workshop, March-April 1997. IAHS Publ. N° 189, 121-190.**
- Kienholz H., R. Weingartner, Ch. Hegg und G. Hunziker (1994)*. Spissibach (Leissigen am Thunersee) - Ein Testgebiet der Wildbachforschung. **Nouvelles der Landeshydrologie und -geologie 1/94.**
- Kinnell P. I. A. (1990)*. Modelling Erosion by Rain-Impacted Flow. *In* : *R. B. Bryan (ed.)*. Soil Erosion. Experiments and Models. **Catena Suppl. 17, 55-66.**
- Kirby M. (1990)*. A One-dimensional Model for Rill Inter-Rill Interactions. *In* : *R. B. Bryan (ed.)*. Soil Erosion. Experiments and Models. **Catena Suppl. 17, 133-145.**
- Klagenhofer E. and W. Summer (1990)*. Estimation of soil erosion from a lower Alpine catchment. **Hydrology in Mountainous Regions. Proc. of Lausanne Sym. IAHS Pub. N° 194(II), 67-74.**
- Kostadinov S. et M. Topalovic (1995)*. Erosion hydrique et pertes d'humus et d'élément biogènes dans le bassins versants à différents états de la couverture végétale. **Réseau Erosion de l'ORSTOM, Bulletin 15, 461-470.**
- Laajili G. L., M. Slimani, N. Ennabli (1990)*. Approche de l'étude d'érosion sur micro bassin versant en zone semi-aride. **Hydrology in Mountainous Regions. Proc. of Lausanne Sym. IAHS Pub. N° 194(II), 81-88.**
- Laflen J. M., A. W. Thomas and R. Welch (1987)*. Cropland Experiments for the WEPP Project. **ASAE Winter Meeting, St Joseph, MI, Paper N° 87-2544, 14 p.**
- Lambert A. (1983)*. Berge auf Wanderschaft. Sind Seeverlandungen ein Mass für den Gebirgsabtrag? **NZZ 256(67), 67.**
- Lambert A. (1992)*. Deltas alpiner Flüsse in Seen : Spuren des Gebirgsabtrags. **Tagung "Flussmündungen in Seen und Stauseen", 100 Jahre Internationale Rheinregulierung, 17./18. September in Bregenz, 27-41.**

- Lauffer H. and N. Sommer (1982).* Studies on Sediment Transport in Mountain Streams in the Eastern Alps. **CIGBQ.54 R.28, 14^{ème} Congrès des Grands Barrages, Rio de Janeiro, Brésil, 431-453.**
- LeBissonnais Y. (1990).* Experimental Study and Modelling of Soil Surface Crusting Processes. *In* : R. B. Bryan (ed.). Soil Erosion. Experiments and Models. **Catena Suppl. 17, 13-28.**
- Lehmann Ch. (1993).* CRUES ET DANGERS GEOLOGIQUES : Accurate Sediment Transport Assessment in Mountain Streams. **Comité National Suisse de la décennie international de l'ONU "Prévention des catastrophes naturelles" (IDNDR). Rapport sur les études 1991-1993.**
- Leonard R. A., W. G. Knisel and D. A. Still (1987).* GLEAMS : Groundwater Loading Effects of Agricultural Management Systems. **Trans. of ASAE 30(5), 1403-1418.**
- Lima de J. L. M. P., P. M. van Dijk and W. P. Spaan (1992).* Splash-Saltation Transport under Wind-Driven Rain. **Soil Technology 5(2), Catena Verlag, Cremlingen-Destedt, 151-166.**
- Luk S. H., W. E. Dubbin and A. R. Mermut (1990).* Fabric Analysis of Surface Crusts Developed under Simulated Rainfall on Löss Soils, China. *In* : R. B. Bryan (ed.). Soil Erosion. Experiments and Models. **Catena Suppl. 17, 29-40.**
- Maestri A. e A. Massat (1996/97).* La modellazione distribuita dell'erosione superficiale nei bacini idrografici alpini : Problemi e prospettive. **Tesi di Laurea, Politecnico di Milano, Facoltà di Ingegneria, 284p, unpublished.**
- Martini O. (1981).* Die Hochwasserkatastrophe 1978 am Ausgleichsbecken Palagnedra - Verlandung und Spülprobleme. *In* : D. Vischer (ed.). Verlandung von Stauhaltungen und Speicherseen im Alpenraum. **Mittlgn. VAW 53, Zürich, 233-241.**
- Martini O. (1996).* Verlandungsprobleme am Ausgleichsbecken Malvaglia. *In* : D. Vischer (ed.). Verlandung von Stauseen und Stauhaltungen, Sedimentprobleme in Leitungen und Kanälen. **Mittlgn. VAW 142, Zürich, 75-91.**
- Meyer L. D. (1994).* Rainfall Simulators for Soil Erosion Research. *In* : R. Lal (ed.). Soil Erosion. Research Methods. **Soil and Water Conservation Soc. And St. Lucie Press, 2nd Edition, 83-103.**
- Meyer L. K., W. H. Wischmeier and G. R. Foster (1970).* Mulches Rates required for Erosion Control on Steep Slopes. **Soil Sci. Soc. Amer. Proc 34, 928-931**
- Microsoft (ed.) (1992).* Microsoft Excel. Fonctions et Macros de Microsoft Excel. **Microsoft, 709 p.**
- Mietner C. (1995/96).* Erosione superficiale in ambiente alpino : approccio ad una valutazione in forma distribuita. **Tesi die laurea, Politecnico di Milano, Facoltà di Ingegneria, 136 p, unpublished.**
- Mills W. C., A. W. Thomas and G. W. Langdale (1992).* Seasonal and Crop effects on Soil Loss and Rainfall Retention Probabilities : An Example from the US Southern Piedmont. **Soil Technology 5(1), Catena Verlag, Cremlingen-Dested, 67-79.**
- Moldenhauer W. C. (1979).* Erosion Control Obtainable under Conservation Practices. *In* : Peterson A. E. and J. B. Swan (eds.) Universal Soil Loss Equation : Past, Present and Future. Annual Meeting of the Soil Sci. Soc. of Am. Los Angeles, November 13-18, 1977. **Soil Sci. Soc. of Am., Spec. Pub. N° 8, 33-44.**
- Morgan R. P. C. (1988).* A critic of methods for measuring soil erosion in the field. **Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 56, 13-18.**
- Mosimann Th. (1981).* Geoökologische Standortindikatoren für die Erosionsanfälligkeit alpiner Hänge nach Geländeingriffen für Pistenanlagen. **Geomethodica 6, 143-174.**
- Müller U. (1996).* Verlandungsprobleme im Staubecken Palagnedra der Maggiakraftwerke; Erfahrungen mit den bisherigen Entlastungsorganen und Projekte für eine weitere Verminderung der Verlandung. *In* : D. Vischer (ed.). Verlandung von Stauseen und Stauhaltungen, Sedimentprobleme in Leitungen und Kanälen. **Mittlgn. VAW 142, Zürich, 59-75.**
- Müller-Hohenstein K. (1992).* L'érosion du sol, causes et conséquences. Expériences du Maroc. **Revue Marocaine du Génie Civil, 38. Ed. Spéc. "Erosion du sol et ensablement des barrages", 3-8.**

- Musgrave G. W. and H. N. Holtan (1964). Infiltration. *In* : V. T. Chow (ed.). Handbook of Applied Hydrology. A Compendium of Water-Resources Technology. **McGraw-Hill Book Company, 12-1 to 12-30.**
- Mutchler C. K., C. E. Murphree and K. C. McGregor (1994). Laboratory and Field Plots for Erosion Research Method. *In* : R. Lal (ed.). Soil Erosion. Research Methods. **Soil and Water Conservation Soc. And St. Lucie Press, 2nd Edition, 11-37.**
- Naciri H. (1992). L'Erosion au Maroc : Aspects Mécaniques. **Revue Marocaine du Génie Civil, 38. Ed. Spéc. "Erosion du sol et ensablement des barrages", 9-13.**
- National Instruments (ed.) (1995). Measure for Windows. Data Acquisition User Manual. **National Instruments, 32 p.**
- National Instruments (ed.) (1995). Measure for Windows. Serial Control User Manual. **National Instruments, 41 p.**
- Nearing M. A., D. I. Page, J. R. Simanton and L. J. Lane (1989a). Determining Erodibility Parameters from Rangeland Field Data for a Process-Based Erosion Model. **Trans. of ASAE 32(3), 919-924.**
- Nearing M. A., G. R. Foster, L. J. Lane and S. c. Finkner (1989b). A Process-Based Soil Erosion Model for USDA-Water Erosion Prediction Project Technology. **Trans. of ASAE 32(5), 1587-1593.**
- Nearing M. A., Lane L. J. and V. L. Lopes (1994). Modelling Soil Erosion. *In* : R. Lal (ed.). Soil Erosion. Research Methods. **Soil and Water Conservation Soc. And St. Lucie Press, 2nd Edition, 127-156.**
- Nelder J. A. and R. Mead (1965). A simplex method for function minimization. **Computer Journal 7 (4), 308-313.**
- OFS, Office fédéral de la statistique (1993). GEOSTAT. Manuel de l'utilisateur. **Office fédéral de la statistique.**
- Olivry J. C. et J. Hoorelbeck (1990). Erosion des terres noires de la Vallée du Buëch, Alpes du Sud. **Hydrology in Mountainous Regions. Proc. of Lausanne Sym. IAHS Pub. N° 194(II), 259-262.**
- Onstad C. A., R. A. Young, M. A. Otterby and R. F. Holt (1979). Sediment Yield Modelling for 208 Planning. *In* : Peterson A. E. and J. B. Swan (eds.) Universal Soil Loss Equation : Past, Present and Future. Annual Meeting of the Soil Sci. Soc. of Am., Los Angeles, November 13-18, 1977. **Soil Sci. Soc. of Am., Spec. Pub. N° 8, 25-32.**
- Pahl G. und H. Willger (1983). Eine Berechnungsanlage zur Bodenerosionsforschung. **Mitt. Dtsch. Bodenkdl. Ges. 38, 679-684.**
- Pech P. (1995). Déprise rurale et regain d'activité morphologique. L'exemple du pays de Buëch (Hautes-Alpes). **Réseau Erosion de l'ORSTOM, Bulletin 15, 152-165.**
- Phillips J.D. (1989). Hillslope and channel sediment delivery and impacts of soil erosion on water resources. **Proc. of the Baltimore Symp. IAHS Publ. N° 184, 259-262.**
- Prasuhn V. (1993). Vergleich deutscher und schweizer Regensimulatoren - Einfluß der Regeneigenschaften auf die Bodenoberflächenrauigkeit. **Z. Pflanzenähr. Bodenk. 156, 33-37.**
- Prasuhn V. und D. Schaub (1988). Feldmethoden zur quantitativen Bodenerosionsfassung. **Mittlgn. Dtsche. Bodenkundl. Gesellschaft 56, 35-38.**
- Rechsteiner G. (1996). Ablagerungen im Stausee Gebidem und einige ihrer Folgen. *In* : D. Vischer (ed.). Verlandung von Stauseen und Stauhaltungen, Sedimentprobleme in Leitungen und Kanälen. **Mittlgn. VAW 142, Zürich, 137-149.**
- Recordon E. (1984). Technologie des sols. **Polycopié de l'EPFL, Laboratoire de mécanique des sols, 205 p.**
- Recordon E. (1985). Mécanique des sols. **Polycopié de l'EPFL, Laboratoire de mécanique des sols, 276 p.**
- Renard K. G., J. M. Laflen, G. R. Foster and K. K. McCool (1994). The Revised Universal Soil Loss Equation. *In* : R. Lal (ed.). Soil Erosion. Research Methods. **Soil and Water Conservation Soc. And St. Lucie Press, 2nd Edition, 105-124.**

- Richter G. (1983). EXCURSION 6. Bodenerosion und ihre Messung im Raum Trier. **Mittlgn. Dtsche. Bodenkundl. Gesellschaft 37, 367-403.**
- Richter G., A. Rohlfing, R. G. Schmidt, D. Schröder, H. Wettschreck und H. Williger (1988). Der Trier Regensimulator. **Mittlgn. Dtsche. Bodenkundl. Gesellschaft 56, 89-92.**
- Rishirumhirwa T. (1995). Environnement socio-économique et démographique et crise érosive au Burundi. **Réseau Erosion de l'ORSTOM, Bulletin 15, 168-174.**
- Rissler P. (1997). Question 74. Performance of Reservoirs. **Rapport Général du CIGB, 18^{ème} Congrès des Grands Barrages, Mai 1997, Florence, Italie, 1303-1344.**
- Robinson A. R. (1979). Sediment Yield as a Function of Upstream Erosion. *In* : Peterson A. E. and J. B. Swan (eds.) Universal Soil Loss Equation : Past, Present and Future. Annual Meeting of the Soil Sci. Soc. of Am. Los Angeles, November 13-18, 1977. **Soil Sci. Soc. of Am., Spec. Pub. N° 8, 7-16.**
- Römken M. J. M., S. N. Prasad and J.-Y. Parlange (1990). Surface Seal Development in Relation to Rainstorm Intensity. *In* : R. B. Bryan (ed.). Soil Erosion. Experiments and Models. **Catena Suppl. 17, 1-11.**
- Rose C. W., P. B. Hairsine, A. P. B. Proffitt and R. K. Misra (1990). Interpreting the role of soil strength in Erosion Processes. *In* : R. B. Bryan (ed.). Soil Erosion. Experiments and Models. **Catena Suppl. 17, 153-165.**
- Rose C. W. (1994). Research Progress on Soil Erosion Processes and a Basis for Soil Conservation Practices. *In* : R. Lal (ed.). Soil Erosion. Research Methods. **Soil and Water Conservation Soc. And St. Lucie Press, 2nd Edition, 159-178.**
- Rosset M. (1990). La Drance de Ferret. Une hydrologie modifiée par les aménagements hydro-électriques, ses implications sur les débits et le transport de la charge sédimentaire. **Mémoire de Géographie, Institut de Géographie, Faculté des Lettres, Université de Lausanne, 120 p.**
- Roth C. H. and K. Helming (1992). Surface Seal Properties, Runoff Formation and Sediment concentration as related to Rainfall Characteristics and the Presence of Already Formed Crusts. **Soil Technology 5(4), Catena Verlag, Cremlingen-Destedt, 359-368.**
- Rüegsegger P. (1981). Veränderungen im Grimsensee. - Umbau von Wasserfassung und Grundablässen sowie Einbau eines Spüllöllens. *In*: D. Vischer (ed.). Verlandung von Stauhaltungen und Speicherseen im Alpenraum. **Mittlgn. VAW 53, Zürich, 207-215.**
- Ruellan A. et M. Dosso (1993). Regards sur le sol. **Universités Francophones, Foucher Aupelf.**
- Sadok Pr. A. 1992. Amélioration de la qualité des prévisions des apports solides et de l'envasement des retenues de barrages. **Revue Marocaine du Génie Civil, 38. Ed. Spéc. "Erosion du sol et envasement des barrages", 23-36.**
- Sametz L., N. Karlsböck und H. Niedermühlbichler (1992). Feststoffeintrag in den Speicher Margaritze. **Vortr. der Fachtagung in Bregenz. Verbandsschrift Nr. 52 des Schw. Wasserwirtschaftsverb., Baden, 97-118.**
- Sanz Montero M. E., R. Cobo Rayán, C. Avendaño Salas y J. L. Gómez Montaña (1996). Influence of the drainage basin area on the sediment yield to Spanish reservoirs. **Presented at the 1st European Conference on Erosion Control, May 29th to 1st of June, Sitges-Barcelona, Spain, 7 p.**
- Schauer Th. (1988). Zur Problematik der Skipistenbegrünung. **Rasen-Turf-Gazon 1, 13-19.**
- Schleiss A., B. Feuz, M. Aemmer, B. Zünd (1996). Verlandungsprobleme im Stausee Mauvoisin. Ausmass, Auswirkungen und mögliche Massnahmen. *In*: D. Vischer (ed.). Verlandung von Stauseen und Stauhaltungen, Sedimentprobleme in Leitungen und Kanälen. **Mittlgn. VAW 142, Zürich, 37-59.**
- Schmidt (1982). Bodenerosionsversuche unter künstlicher Beregnung. **Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd. 43, Berlin Stuttgart, 67-79.**
- Schmidt R. G. (1983). Ein Regensimulator für Feldversuche. **Wasser und Boden 4, 179-182.**
- Schüpbach B. (1991). Bodenerosion am Bantiger. **Lizentiatsarbeit in Geographie, GIUB, 95 S.**

- Siegrist S. (1994).* Einfluss unterschiedlicher Anbauintensitäten auf Regenwurmbesatz und Erodierbarkeit eines Lössbodens der NW-Schweiz. **Diplomarbeit am Geographischen Inst. der Uni Basel, Abt. Physiogeographie und Landschaftsökologie, 72 S.**
- Siegrist S. (1997).* Erodierbarkeit von Böden : Feld- und Laboruntersuchungen. **Tagungsfachbeitrag des Seminars Oberflächenabfluss und -erosion, 24. Oktober 1996 an der ETH Lausanne, Ingenieurbiologie 2/97, 7-9.**
- Simanton J. R., L. T. West, M. A. Weltz and G. D. Wingate (1987).* Rangeland Experiments for Water Erosion Prediction Project. **ASAE Winter Meeting, St Joseph, MI, Paper N° 87-2545, 10 p.**
- Sinniger R. et W. Hager (1989).* Constructions hydrauliques. **Traité de Génie Civil 15, Presses Polytechniques Romandes, Lausanne, 436 p.**
- Sinniger R. (1991).* Barrage de Malvaglia. Etude expérimentale sur modèle. Modification de la prise d'eau et de la vidange de fond. **Rapport LCH N° 03/91, non publié, 40 p.**
- Sinniger R. (1992).* Barrage de Luzzzone. Rapport des campagnes de mesure mai-juin 1992. **Rapport LCH, non publié, 13 p.**
- Sinniger R. et J.-L. Boillat (1995).* Barrage de Luzzzone. Analyse de la stabilité des dépôts. **Rapport LCH N° 6/95, 20 p**
- Sinniger R., J.-L. Boillat, G. DeCesare et N. Beyer (eds.) (1996).* Ruissellement et érosion de surface. **Comptes-rendus du séminaire du 24 octobre à l'EPFL, Rapport LCH, 19 p.**
- Small R. J. (1987a).* Moraine Sediment Budget. **In : A. M. Gurnell and M. J. Clark Glacio-Fluvial Sediment Transfer. An Alpine Perspective. John Wiley & Sons, 165-198.**
- Small R. J. (1987b).* The Glacial Sediment System. **In : A. M. Gurnell and M. J. Clark Glacio-Fluvial Sediment Transfer. An Alpine Perspective. John Wiley & Sons, 199-206.**
- SNV, Association suisse de normalisation (eds.) (1972).* Agrégats minéraux et sols. Tamisage à sec. **SNV 670 812a, 2 p.**
- SNV, Association suisse de normalisation (eds.) (1972).* Agrégats minéraux et sols. Tamisage à l'eau. **SNV 670 814a, 2 p.**
- SNV, Association suisse de normalisation (eds.) (1987).* Classification des sols. Méthode de laboratoire selon USCS. **SNV 670 008, 8^{ième} édition, 2 p.**
- Souza de P., D. Consuegra and A. Musy (1994).* CODEAU : A database package for the assessment and analysis of hydrometeorological data. **In : A. Verwey, A. W. Minnis, V. Babovic and C. Maksimovic (eds.), Hydroinformatics '94, Volume 1. Proc. of the first international Conf. on Hydroinformatics, Delft, Netherlands, 19-23 September 1994, Balkema, 103-110.**
- Spendley W., G. R. Hext and R. R. Himsforth (1962).* Sequential Application of Simplex Designs in Optimisation Evolutionary Operation. **Technometrics 4 (4), 441-459.**
- Spreafico M., R. Weingartner und Ch. Leibundgut (1992).* Hydrologischer Atlas der Schweiz. **Landeshydrologie und -geologie.**
- Station Fédérale de Recherches Agronomiques (1987).* Détermination de la stabilité des agrégats de sol selon Hénin. **Protocole d'essai de la Station Fédérale de Recherche Agronomiques, Changin sur Nyon, manuscrit, 10 p.**
- Straub AG (1995).* Ausräumung Palübecken. Schlussbericht. **Bericht Straub AG, unveröffentlicht, 28 S.**
- Sturm M. et A. F. Lotter (1995).* Sédiments lacustres : des archives révélatrices d'origine naturelle et anthropique. **EAWAG news 38F, 6-9.**
- Swanson N. P., A. R. Dedrick and A. E. Dudeck (1967).* Protecting Steep Construction Slopes against Water Erosion. **Committee on Roadside Development, 46th Annual Meeting, 46-52.**

- Tamburino V., S. Barbagallo and P. Vella (1990). Evaluation of sediment deposition in Sicilian artificial reservoirs. *In*: R. O. Sinniger and M. Monbaron (eds.). Hydrology in Mountainous Regions II. Artificial Reservoirs, Water and Slopes. **IAHS Pub. No. 194, 113-120.**
- Thebe B. (1995). Approche d'une mesure de l'érosion. Cas du bassin versant de Monda (nord Camérout). **Réseau Erosion de l'ORSTOM, Bulletin 15, 327-328.**
- Torri D., R. Biancalani and J. Poesen (1990). Initiation of motion of Gravel in Concentrated Overland Flow : Cohesive Forces and Probability of Entrainment. *In* : R. B. Bryan (ed.). Soil Erosion. Experiments and Models. **Catena Suppl. 17, 79-90.**
- Touaïba B., Dautrebande S., Gomer D. et M. Mostefaoui (1995). Quantification de l'érosion à partir d'implantation de quatre retenues collinaires dans la zone des marnes. W. Relizane, Algérie. **Réseau Erosion de l'ORSTOM, Bulletin 15, 408-418.**
- Trommer B. (1996). Ausgleichsbecken Rempen: Notspülung 1995. Verlauf und ökologische Auswirkungen. *In*: D. Vischer (ed.). Verlandung von Stauseen und Stauhaltungen, Sedimentprobleme in Leitungen und Kanälen. **Mittlgn. VAW 143, Zürich, 65-75.**
- Tropeano D. (1984). Measurements in a Hilly Basin of Piedmont (NW Italy). **Prod. Of CNR-PAN Meeting on Progress in Mass Mouvement and Sediment Transport Studies, Problems of Recognition and Prediction, Torino 5th to 7th of Decemer, 311-331.**
- Tschada H. and B. Hofer (1990). Total solids load from the catchment area of the Kaunertal hydroelectric power station: the results of 25 years of operation. *In*: R. O. Sinniger and M. Monbaron (eds.). Hydrology in Mountainous Regions II. Artificial Reservoirs, Waters and Slopes. **IAHS Pub. No 194, 121-129.**
- U. S. Department of the Interior (1980). Earth manual. A water resources technical Publication. Second Edition. **U. S. Government Printing Office Washington, 810 p.**
- Viani J.P. (1986). Contribution à l'étude expérimentale de l'érosion hydrique. **Thèse EPFL N° 641, 239 p.**
- Vigl L. und E. Pürer (1996). Speicher Bolgenach. Feststoffbewirtschaftungskonzept und erforderliche Massnahmen. *In* : D. Vischer (ed.). Verlandung von Stauseen und Stauhaltungen, Sedimentprobleme in Leitungen und Kanälen. **Mittlgn. VAW 142, Zürich, 223-230.**
- Villi V., G. Gatto and G. Caleffa (1984). Measures of solid transport in the mall dolomitic basin. **CNR-PAN Meeting on Progress in mass movement an sediment transport studies, problems of recognition and prediction. Dec. 5-7 in Torino, 333-345.**
- Vischer D. (1981). Verlandung von Flusstauhaltungen und Speicherseen; Einführung in das Thema. *In* : D. Vischer (ed.). Verlandung von Flusstauhaltungen und Speicherseen im Alpenraum. **Mittlgn. VAW 53, 9-25.**
- Vriens W. (1996). Freilegung des Grundablasses des Stausees Bolgenach der Vorarlberger Kraftwerke AG. *In* : D. Vischer (ed.). Verlandung von Stauseen und Stauhaltungen, Sedimentprobleme in Leitungen und Kanälen. **Mittlgn. VAW 143, Zürich, 93-101.**
- VSS, *Union des professionnels suisse de la route (eds.)* (1986). Granulats minéraux et sols, Analyse granluométrique par tamisage. **SN 670 810c, 6 p.**
- VSS, *Union des professionnels suisse de la route (eds.)* (1989). Essais : Masse volumique du sol. **SN 670 335a, 21 p.**
- VSS, *Union des professionnels suisse de la route (eds.)* (1989). Essais : Teneur en eau. **SN 670 340b, 2 p.**
- VSS, *Union des professionnels suisse de la route (eds.)* (1989). Agrégats minéraux, sédimentométrie par la méthode de l'aréomètre. **SN 670 816a, 8 p.**
- VSS, *Union des professionnels suisse de la route (eds.)* (1989). Essais : Compactage selon AASHTO. **SN 670 830b, 7 p.**
- VSS, *Union des professionnels suisse de la route (eds.)* (1990). Limites de consistance. **SN 670 345a, 5 p.**

- Wagner E. K., N. Karlsböck, und H. Niedermühlbacher (1996). Spülung des Speichers Margaritze. *In: D. Vischer (ed.)*. Verlandung von Stauseen und Stauhaltungen, Sedimentprobleme in Leitungen und Kanälen. **Mittlgn. VAW 142, Zürich, 123-137.**
- Walling D. E. (1994). Measuring Sediment Yield from River Basins. *In: R. Lal (ed.)*. Soil Erosion. Research Methods. **Soil and Water Conservation Soc. And St. Lucie Press, 2nd Edition, 38-80.**
- Weingartner R., Ch. Hegg (1994). Das Einzugsgebiet des Spissibaches (Leissigen, Berneroblerland). Dokumentation zur Exkursion der Groupe Interdépartementale de Travail pour l'Hydrologie Opérationnelle vom 14. Oktober 1994. **GIUB, Gruppen für Geomorphologie und Hydrologie, 19 S.**
- Wicks J. M., J. C. Bathurst, C. W. Johnson and T. J. Ward (1988). Application of two physically-based sediment yield models at plot and field scales. **Sediment Budget. Proc. of the Porto Alegre Symp. IAHS Publ. N^o. 174, 583-591.**
- Willi W. und D. Job (1991). Sanierung Palübecken. Ausräumung der Auflandung im Staubecken Palü und zukünftiges Betriebskonzept. **Bericht Straub AG, unveröffentlicht, 75 S.**
- Willi W. (1996). Seegrundvermessungen im Stausee Mattmark. Beurteilung der Messresultate. **Bericht Straub AG, unveröffentlicht, 8 S.**
- Williams J. R., P. T. Dyke and C. A. Jones (1983). EPIC - A Model for Assessing the Effects of Erosion on Soil Productivity. *In: W. K. Lauenroth, G. V. Skogerbue and M. Flug (eds.)*. Analysis of Ecological Systems : State-of-the-Art in Ecological Modelling. **Proc. of the 3rd International Conference, 24-28 May, Fort Collins, Elsevier, 553-571.**
- Williams J. R., C. A. Jones and P. T. Dyke (1984). A Modelling Approach to Determining the Relationship Between Erosion and Soil Productivity. **Trans. of ASAE 27, 129-144.**
- Williams J. R., A. D. Nicks and J. G. Arnold (1985). Simulator for Water Resources in Rural Basins. **Journal of Hydraulic Engineering 111(6), 970-986.**
- Woolhiser D. A. (1975). Simulation of Unsteady Overland Flow. *In: K. Mahmood and V. Yevjevich (eds.)*. Unsteady Open Channel Hydraulics II. **Water Resources Publication, Fort Collins, USA, 485-508.**
- Yener A. G. and H. S. Yener (1994). Estimation of Reservoir Sedimentation. **Hydropower & Dams (1) (July 1994), 58-60.**
- Young R. A., M. J. M. Römkens and D. K. McCool (1990). Temporal Variations in Soil Erodibility. *In: R. B. Bryan (ed.)*. Soil Erosion. Experiments and Models. **Catena Suppl. 17, 41-53.**
- Zhao D. H., H. W. Shen, G. Q. Tabios III, J. S. Lai and W. Y. Tan (1994). Finite Volume Two-Dimensional Unsteady-Flow Model for River Basins. **Journal of Hydraulic Engineering 120 (7), 863-883.**

INDEX DES FIGURES

Figure 2.1 :	Rejaillissement et formation d'un cratère par l'impact d'une goutte selon Viani (1986).....	8
Figure 2.2 :	Ruissellement en nappe et concentré.....	9
Figure 2.3 :	Processus d'infiltration dans un sol. a) sol perméable b) sol imperméable avec air piégé.....	11
Figure 2.4 :	Perte en terre en fonction du coefficient de ruissellement moyen pour les essais de Bunza et Schauer (Bunza, 1984; Schauer 1988; Bunza et Schauer, 1989).....	13
Figure 2.5 :	Développement d'une rigole à partir d'une irrégularité (trou) dans le terrain.....	16
Figure 2.6 :	Relation I-D _{médian} (intensité-diamètre médian) formulée par différents chercheurs (Viani, 1986).....	17
Figure 2.7 :	Vitesse finale de chute des gouttes en fonction de leur diamètre selon Viani (1986).....	18
Figure 2.8 :	Forces agissantes sur une particule de sol cohésif sous l'influence d'un écoulement (Graf W. H., 1984; Torri et al. 1990).....	19
Figure 2.9 :	Débit solide pour un versant a) à pente constante b) concave c) convexe.....	29
Figure 2.10 :	Intensité absolue moyenne de l'érosion en fonction de la longueur de la zone d'érosion en direction de la pente (Mosimann, 1981).....	30
Figure 2.11 :	Macro-agrégat formé par les racines d'une plante (schématique).....	31
Figure 2.12 :	Transport des sédiments par le glacier.....	35
Figure 2.13 :	Mouvement de reptation du matériaux meuble suite à l'interaction du gonflement et de l'action de la gravité (Descroix, 1994).....	35
Figure 2.14 :	Modélisation hydrologique de la Sarine à Rossinière pour l'année 1984 (Amstutz, 1997).....	36
Figure 2.15 :	Comparaison de la perte en terre de terrains alpins couverts de prairie naturels (Bunza, 1982) ou utilisés pour comme pistes de ski (Schauer, 1988).....	39

Figure 2.16 :	Abaques pour la détermination du facteur d'érodibilité du sol selon Viani (1986) et Dällenbach et Kuhn (1990/91 et 1991).....	44
Figure 2.17 :	Distribution dimensionnelle des gouttes pour différentes intensités de pluie (Viani, 1986).	61
Figure 2.18 :	Fréquence relative des impulsions des gouttes mesurées par le capteur d'impact de Becher (1988) pour différents simulateurs de pluie (Becher, 1990).....	65
Figure 4.1 :	Situation géographique des retenues alpines suisses où le volume des alluvions a été relevé dans le cadre de la présente recherche. Bases de la carte : Lacs de Suisse, OFS GEOSTAT; cartes nationales, S+T.....	79
Figure 4.2 :	Comparaison de l'apport annuel spécifique en sédiments en fonction de la surface du bassin versant dans des régions montagneuses.	88
Figure 4.3 :	Ajustement entre l'érosivité calculé et la hauteur de pluie annuelle moyenne (équation 4.8)	91
Figure 4.4 :	Carte d'utilisation du terrain du bassin versant de Luzzzone. Bases de la carte : Statistique de la superficie 1978/85, OFS GEOSTAT.....	93
Figure 4.5 :	Comparaison des essais avec simulateur de pluie pour différents taux de couverture végétale.....	102
Figure 4.6 :	Comparaison des essais avec simulateur de pluie de Bunza et Schauer avec différents taux de couverture végétale et différentes pentes de terrain.	103
Figure 4.7 :	Comparaison des essais avec simulateur de pluie de Viani avec différentes pentes du plan récepteur.	104
Figure 5.1 :	Méthode de détermination du pourcentage de couverture par pierres et végétation.	110
Figure 5.2 :	Définition des classes de perméabilité en fonction du coefficient de perméabilité selon Dällenbach et Kuhn (1990/91 et 1991).....	113
Figure 5.3 :	Situation géographique des sites de prélèvements sur le bassin versant de Gebidem. Bases de la carte : Lacs et données sur les terrains, OFS GEOSTAT.....	114
Figure 5.4 :	Rive gauche du glacier d'Aletsch en dessous du Bettmerhorn.....	115
Figure 5.5 :	Rive droite du glacier d'Aletsch avec l'Oberfliejegregga.	115
Figure 5.6 :	Eboulis sur rive gauche du lac de Göschenalp.....	116

Figure 5.7 :	Situation géographique des sites de prélèvements sur le bassin versant de Göscheneralp. Bases de la carte : Lacs et données sur les terrains, OFS GEOSTAT.....	117
Figure 5.8 :	Vue sur la Cheleneureuss en aval du glacier.	118
Figure 5.9 :	Rive gauche du Ri di Larciolo.....	119
Figure 5.10 :	Dépôt de matériaux d'une avalanche dans le Val Cavalasca.	119
Figure 5.11 :	Situation géographique des sites de prélèvements sur le bassin versant de Luzzone. Bases de la carte : Lacs et données sur les terrains, OFS GEOSTAT.....	120
Figure 5.12 :	Cônes de déjection à l'aval du Val Combra dans la vallée principale.....	121
Figure 5.13 :	Dépôts d'une lave torrentielle dans un affluent du Val Madra.	121
Figure 5.14 :	Situation géographique des sites de prélèvements sur le bassin versant de Malvaglia. Bases de la carte : Lacs et données sur les terrains, OFS GEOSTAT.....	122
Figure 5.15 :	Situation géographique des sites de prélèvements sur le bassin versant de Mattmark. Bases de la carte : Lacs et données sur les terrains, OFS GEOSTAT.....	123
Figure 5.16 :	Moraine sur rive droite du glacier du Schwarzberg.....	124
Figure 5.17 :	Cônes de déjection sur rive droite de la vallée du Schwarzberg.....	124
Figure 5.18 :	Fuseaux granulométriques des échantillons des cinq bassins versants étudiés.....	126
Figure 6.1 :	Installation expérimentale.	131
Figure 6.2 :	Réseau d'alimentation et simulateur de pluie.....	132
Figure 6.3 :	Surface arrosée par le simulateur de pluie avec des pluviomètres disposés selon une maille régulière	133
Figure 6.4 :	Répartition de l'intensité d'arrosage sur la surface du simulateur de pluie obtenue par interpolation des points de la maille de mesure. Intensité moyenne sur la surface du plan inclinable = 102 mm h^{-1}	134
Figure 6.5 :	Indice de Christiansen en fonction de l'intensité d'arrosage.....	134
Figure 6.6 :	Schéma du dispositif d'alimentation en débit réparti.....	135
Figure 6.7 :	Plan inclinable.	136
Figure 6.8 :	Système de mesure.	137
Figure 6.9 :	Schéma de calcul du débit de ruissellement et du volume de sédiments.....	137

Figure 6.10 :	Schéma de mesure et de calcul temporel de l'hydrogramme de ruissellement et du volume de sédiment cumulé	138
Figure 6.11 :	Courbes granulométriques des échantillons prélevés sur les bassins versants et du sol choisi pour les essais en laboratoire (Gravière).	139
Figure 6.12 :	Programme des essais de pluie.....	141
Figure 6.13 :	Comparaison d'une surface d'érosion sur une moraine à Mattmark (prélèvement Mattmark I) avec la surface obtenue après un essai préliminaire (essai N° 12).....	142
Figure 6.14 :	Programme des essais avec ruissellement.	143
Figure 6.15 :	Perte en terre en fonction du produit hauteur x intensité de pluie pour une pente de 30 % et différents états de surface.	147
Figure 6.16 :	Courbe de volume solide cumulé pour l'essai de pluie à 50 % de pente et une intensité de 140 mm h ⁻¹ . Les augmentations brusques marquent l'arrivée d'une coulée de boue.....	147
Figure 6.17 :	Perte en terre en fonction du produit hauteur x intensité de pluie pour une pente de 50 %. Pour l'intensité de 140 mm h ⁻¹ , la perte en terre est beaucoup plus élevée suite au grand volume transporté par coulées de boue.....	148
Figure 6.18 :	Courbes granulométriques de deux livraisons du matériau de la gravière choisie.	148
Figure 6.19 :	Perte en terre des quatre séries de pluie avec différentes pentes en fonction du facteur pluie de l'USLE.....	149
Figure 6.20 :	Perte en terre des quatre séries de pluie avec différentes pentes en fonction du facteur ruissellement de l'USLE modifiée.....	150
Figure 6.21 :	Courbes de volume de sédiments cumulés d'un essai de pluie et d'un essai de ruissellement avec débit de pointe et volume de sédiments érodés comparables.	150
Figure 6.22 :	Courbes granulométriques du sol érodé et du sol en place (Gravière).	152
Figure 6.23 :	Diamètre moyen des matériaux érodés en fonction de la pente.....	152
Figure 6.24 :	Comparaison des résultats des essais de pluie en laboratoire avec les essais de Schauer, Bunza et Graf. Perte en terre en fonction de la hauteur de ruissellement.....	153
Figure 6.25 :	Comparaison des résultats des essais de pluie en laboratoire avec les mesures de Hurni. Perte en terre en fonction de l'érosivité de ruissellement.	154

Figure 7.1 :	Ajustements linéaires à une variable entre l'apport en sédiments dans les retenues étudiées et le pourcentage de la surface des bassins versants correspondants constituée d'un type de roche spécifique (selon la carte des aptitudes des sols).....	156
Figure 7.2 :	Comparaison des volumes de sédiments mesurés avec ceux calculés par l'équation (7.4).....	158
Figure 7.3 :	Comparaison des volumes de sédiments mesurés avec ceux calculés par l'équation (7.5).....	159
Figure 7.4 :	Comparaison des volumes de sédiments mesurés avec ceux calculés par l'équation (7.6).....	160
Figure 7.5 :	Comparaison des volumes de sédiments mesurés avec ceux calculés par l'équation (7.7).....	161
Figure 7.6 :	Relation entre le volume d'apport en sédiments dans les retenues étudiées et le pourcentage de surface du bassin versant sans couvert végétal (cf. annexe A.1).....	162
Figure 7.7 :	Carte du risque d'érosion potentiel (produit $K \cdot L \cdot S$) sur les surfaces sans végétation du bassin versant de Luzzone. Bases de la carte : Statistique la superficie 1978/85, carte digitale des aptitudes des sols de la Suisse, données sur les terrains, OFS GEOSTAT.....	165
Figure 7.8 :	Facteur d'érosion $\Gamma^{3/2}$ de la méthode de Gavrilovic pour le bassin versant de la retenue de Luzzone. Bases de la carte : Statistique de la superficie 1978/85 et carte géotechnique simplifiée de la Suisse, OFS GEOSTAT.....	171
Figure 7.9 :	Volume de l'apport en sédiments et valeurs des paramètres du modèle de Gavrilovic par rapport aux valeurs de Göscheneralp.....	173
Figure 7.10 :	Comparaison entre la perte en terre mesurée lors des essais de pluie et la perte en terre calculée avec l'USLE.....	176
Figure 7.11 :	Comparaison entre la perte en terre mesurée lors des essais de pluie et la perte en terre calculée avec le modèle I.....	177
Figure 7.12 :	Comparaison entre la perte en terre mesurée lors des essais de pluie et la perte en terre calculée avec le modèle II.....	178
Figure 7.13 :	Comparaison entre la perte en terre mesurée lors des essais de Viani, de F. Graf et de l'auteur et celle calculée avec l'USLE.....	179
Figure 7.14 :	Comparaison entre la perte en terre mesurée lors des essais de Viani, de F. Graf et de l'auteur et celle calculée avec le modèle I.....	180
Figure 7.15 :	Comparaison entre la perte en terre mesurée lors des essais de Viani, de F. Graf et de l'auteur et celle calculée avec le modèle II.....	180

Figure 7.16 :	Comparaison entre la perte en terre mesurée lors des essais avec ruissellement et la perte en terre calculée avec l'USLE modifiée.	182
Figure 7.17 :	Comparaison entre la perte en terre mesurée lors des essais de pluie et la perte en terre calculée avec l'USLE modifiée et l'érosivité de la pluie exprimée par R_p	183
Figure 7.18 :	Comparaison entre perte en terre mesuré lors des essais de pluie et la perte en terre calculée avec l'USLE modifiée et l'érosivité de la pluie exprimée par $H \cdot I$	184
Figure 7.19 :	Comparaison entre la perte en terre mesurée lors des essais de Viani, de F. Graf et de l'auteur et la perte en terre calculée avec l'USLE modifiée et l'érosivité de la pluie exprimée par R_p	185
Figure 7.20 :	Comparaison entre la perte en terre mesurée lors des essais de Viani, de F. Graf et de l'auteur et la perte en terre calculée avec l'USLE modifiée et l'érosivité de la pluie exprimée par $H \cdot I$	185
Figure 7.21 :	Comparaison du résultat du schéma numérique défini par les équations (7.24) à (7.33) avec la solution analytique proposée par Blau (1986) pour le cas 1.....	190
Figure 7.22 :	Comparaison du résultat du schéma numérique défini par les équations (7.24) à (7.33) avec la solution analytique proposée par Blau (1986) pour le cas 2.....	190
Figure 7.23 :	Coefficient de transport B en fonction du débit de ruissellement de pointe.	194
Figure 7.24 :	Comparaison entre les volumes de sédiments érodés calculé et mesuré.	195

INDEX DES TABLEAUX

Tableau 2.1 :	Relation entre l'indice de porosité, le ruissellement et la perte en terre (Viani, 1986).....	14
Tableau 2.2 :	Distance de déplacement moyenne de galets de poids égal mais de forme différente pour deux crues avec un débit de pointe de 8 et de 12 m ³ s ⁻¹ respectivement (Ergenzinger et Schmidt, 1990).....	27
Tableau 2.3 :	Evolution de la couverture du sol et de la perte en terre rapportée à celle de parcelle en jachère nue pour deux cultures différentes (Auerswald, 1984).....	32
Tableau 2.4 :	Perte en terre de parcelles labourées de façon différente en automne suite à des culture différentes (Moldenhauer, 1979).....	37
Tableau 2.5 :	Réduction de la perte en terre par différents mesure de conservation du sol (Foster, 1982; Auerswald, 1984; Viani, 1986).....	38
Tableau 2.6 :	Perte en terre de deux sols différents avec et sans application d'un polyacrylamide (SEPARAN AP30) (Fox et Bryan, 1992).....	40
Tableau 2.7 :	Comparaison de la perte en terre d'un sol sans végétation, avec mycorhizes ou/et avec des plantes (Graf F, 1997b).....	41
Tableau 2.8 :	Tableau des valeurs du coefficient de la couverture du sol Ξ	49
Tableau 2.9 :	Tableau des valeurs du coefficient de la résistance du sol Π	50
Tableau 2.10 :	Tableau des valeurs du coefficient du type et de l'ampleur d'érosion Φ	50
Tableau 2.11 :	SDR en fonction de la surface drainée pour la rivière Potomac.....	51
Tableau 2.12 :	Travail et coûts pour des essais in situ avec différents simulateurs de pluie.....	65
Tableau 2.13 :	Intervalle de confiance des mesures avec différents simulateurs de pluie (Auerswald et al., 1992a).....	66
Tableau 4.1 :	Valeurs d'ITE1 en fonction du type d'exploitation de la retenue (Avendaño Salas et al., 1995).....	76
Tableau 4.2 :	Valeurs d'ITE2 et de la densité apparente des différentes fractions granulométriques en fonction du type d'exploitation de la retenue (Avendaño Salas et al., 1995).....	77

Tableau 5.1 :	Valeurs de la constante c en fonction de la courbure de la courbe granulométrique Cc pour calculer la perméabilité selon la formule de Beyer (Dysli, 1991).....	112
Tableau 5.2 :	Classe d'agrégat en fonction de la taille des agrégats à la surface du sol selon Dällenbach et Kuhn (1990/91 et 1991).	113
Tableau 6.1 :	Granulométrie et vitesse de chute des gouttes du simulateur de pluie de Birmensdorf.	133
Tableau 7.1 :	Facteur d'érodibilité pour les différents types de sol de la carte d'aptitude des sols.	164
Tableau 7.2 :	Résumé des résultats de calcul avec l'USLE pour les cinq bassins versants étudiés.....	166
Tableau 7.3 :	Résumé des résultats de calcul avec le modèle II pour les cinq bassins versants étudiés.....	167
Tableau 7.4 :	Valeurs du coefficient de couverture du sol Ξ proposées sur la base de la carte d'utilisation du sol.....	169
Tableau 7.5 :	Valeurs du coefficient de résistance du sol II proposées sur la base de la carte géotechnique simplifiée.	170
Tableau 7.6 :	Facteur du type et de l'ampleur d'érosion de la méthode de Gavrilovic pour les cinq bassins versants étudiés	170
Tableau 7.7 :	Résultats de la méthode de Gavrilovic pour les cinq bassins versants étudiés en admettant une érosion nulle sous les glaciers.	172
Tableau 7.8 :	Résultats de la méthode de Gavrilovic pour les cinq bassins versants étudiés en tenant compte d'une érosion sous les glaciers.....	172
Tableau 7.9 :	Valeurs modifiées du coefficient de résistance du sol II proposées sur la base de la carte géotechnique simplifiée.....	173
Tableau 7.10 :	Résultats de la méthode de Gavrilovic pour les cinq bassins versants étudiés en tenant compte d'une érosion sous les glaciers et avec les valeurs modifiées du coefficient de résistance du sol.	174

INDEX DES ANNEXES

ANNEXE A.1	ALLUVIONNEMENT DES RETENUES ET CARACTERISTIQUES DE LEURS BASSINS VERSANTS	A.1
Annexe A.1.1	Sédiments.....	A.1
Annexe A.1.2	Topographie	A.2
Annexe A.1.3	Pluie.....	A.3
Annexe A.1.4	Couverture végétale	A.4
Annexe A.1.5	Géologie et propriétés des sols	A.5
Annexe A.1.6	Glaciers	A.6
Annexe A.1.7	Paramètres supplémentaires pour la méthode de Gavrilovic.....	A.7
ANNEXE A.2	PRINCIPAUX RESULTATS DE QUELQUES ETUDES D'EROSION	A.9
Annexe A.2.1	Etudes de Bunza.....	A.9
Annexe A.2.2	Etude de Schauer	A.10
Annexe A.2.3	Etude de Bunza et Schauer	A.11
Annexe A.2.4	Essais de F. Graf	A.12
Annexe A.2.5	Etude de Hurni.....	A.13
Annexe A.2.6	Etude de Viani.....	A.14
Annexe A.2.7	Etude de Viani (suite)	A.15
Annexe A.2.8	Etude de Viani (suite)	A.16
ANNEXE B.1	RESULTATS DES CAMPAGNES DE TERRAIN	B.1
Annexe B.1.1	Gebidem.....	B.1
Annexe B.1.1.1	Situation géographique des sites de prélèvement	B.1
Annexe B.1.1.2	Caractéristique des sites de prélèvement	B.1
Annexe B.1.1.3	Caractéristique géomorphologiques et géologiques des échantillons	B.2

Annexe B.1.1.4	Caractéristique granulométriques des échantillons.....	B.3
Annexe B.1.1.5	Autres propriétés physiques des échantillons	B.4
Annexe B.1.1.6	Courbes granulométriques des échantillons.....	B.6
Annexe B.1.2	Göscheneralp.....	B.7
Annexe B.1.2.1	Situation géographique des sites de prélèvement	B.7
Annexe B.1.2.2	Caractéristique des sites de prélèvement	B.7
Annexe B.1.2.3	Caractéristique géomorphologiques et géologiques des échantillons	B.8
Annexe B.1.2.4	Caractéristique granulométriques des échantillons.....	B.9
Annexe B.1.2.5	Autres propriétés physiques des échantillons	B.10
Annexe B.1.2.6	Courbes granulométriques des échantillons.....	B.12
Annexe B.1.3	Luzzone	B.13
Annexe B.1.3.1	Situation géographique des sites de prélèvement	B.13
Annexe B.1.3.2	Caractéristique des sites de prélèvement	B.13
Annexe B.1.3.3	Caractéristique géomorphologiques et géologiques des échantillons	B.14
Annexe B.1.3.4	Caractéristique granulométriques des échantillons.....	15
Annexe B.1.3.5	Autres propriétés physiques des échantillons	B.16
Annexe B.1.3.6	Courbes granulométriques des échantillons.....	B.18
Annexe B.1.4	Malvaglia	B.19
Annexe B.1.4.1	Situation géographique des sites de prélèvement	B.19
Annexe B.1.4.2	Caractéristique des sites de prélèvement	B.19
Annexe B.1.4.3	Caractéristique géomorphologiques et géologiques des échantillons	B.20
Annexe B.1.4.4	Caractéristique granulométriques des échantillons.....	B.21
Annexe B.1.4.5	Autres propriétés physiques des échantillons	B.22
Annexe B.1.4.6	Courbes granulométriques des échantillons.....	B.24
Annexe B.1.5	Mattmark.....	B.25
Annexe B.1.5.1	Situation géographique des sites de prélèvement	B.25
Annexe B.1.5.2	Caractéristique des sites de prélèvement	B.25
Annexe B.1.5.3	Caractéristique géomorphologiques et géologiques des échantillons	B.26
Annexe B.1.5.4	Caractéristique granulométriques des échantillons.....	B.27
Annexe B.1.5.5	Autres propriétés physiques des échantillons	B.28
Annexe B.1.5.6	Courbes granulométriques des échantillons.....	B.30

<u>ANNEXE C.1</u>	<u>RESULTATS DES ESSAIS DE PLUIE</u>	<u>C.1</u>
Annexe C.1.1	Essais standards	C.1
Annexe C.1.2	Essais avec nouvelle couche.....	C.2
Annexe C.1.3	Essais avec faible compactage.....	C.3
Annexe C.1.4	Essais d'évolution de l'érodibilité.....	C.4
Annexe C.1.5	Essais préliminaires	C.5
<u>ANNEXE C.2</u>	<u>RESULTATS DES ESSAIS DE RUISSELLEMENT</u>	<u>C.7</u>
Annexe C.2.1	Essais standards	C.7
Annexe C.2.2	Essais préliminaires	C.8
<u>ANNEXE D.1</u>	<u>RESULTATS DE L'ANALYSE STATISTIQUE DES DONNEE SUR L'ALLUVIONNEMENT DES RETENUES ALPINES SUISSES</u>	<u>D.1</u>
Annexe D.1.1	Modèle a).....	D.1
Annexe D.1.2	Modèle b)	D.2
Annexe D.1.3	Modèle c).....	D.3
Annexe D.1.4	Modèle d)	D.4
<u>ANNEXE D.2</u>	<u>RESULTAT DE L'USLE APPLIQUES AUX CINQ BASSINS VERSANTS VISITES LORS DES CAMPAGNES DE TERRAIN</u>	<u>D.5</u>
Annexe D.2.1	Résultats de calcul avec l'USLE classique	D.5
Annexe D.2.2	Résultats de calcul avec le modèle II	D.6
<u>ANNEXE D.3</u>	<u>RESULTATS DE LA METHODE DE GAVRILOVIC</u>	<u>D.7</u>
Annexe D.3.1	Résultats de la méthode de Gavrilovic en négligeant les surfaces couvertes de glaciers	D.7
Annexe D.3.2	Résultats de la méthode de Gavrilovic en tenant compte des surfaces couvertes de glaciers	D.8
Annexe D.3.3	Résultats de la méthode de Gavrilovic en tenant compte des surfaces couvertes de glaciers avec P modifié	D.9

<u>ANNEXE D.4 RESULTATS DE L'USLE APPLIQUEE AUX RESULTATS DES</u>		
	<u>ESSAIS SUR MODELE</u>	D.11
Annexe D.4.1	USLE classique.....	D.11
Annexe D.4.2	Modèle I	D.12
Annexe D.4.3	Modèle II.....	D.13
Annexe D.4.4	USLE, modèles I et II appliqués aux essais de Viani et de F. Graf.....	D.14
Annexe D.4.5	USLE, modèles I et II appliqués aux essais de Viani et de Graf (Suite)	D.15
Annexe D.4.6	Facteur de pente déduit du modèle II.....	D.16
<u>ANNEXE D.5 RESULTATS DE L'USLE MODIFIEE APPLIQUEE AUX</u>		
	<u>RESULTATS DES ESSAIS SUR MODELE</u>	D.17
Annexe D.5.1	USLE modifiée ajustée aux essais de ruissellement.....	D.17
Annexe D.5.2	USLE modifiée appliquée au essais de pluie avec RI comme érosivité de la pluie.....	D.18
Annexe D.5.3	USLE modifiée appliquée au essais de pluie avec H · I comme érosivité de la pluie.....	D.19
Annexe D.5.4	USLE modifiée appliquée au essais de Viani et de F. Graf.....	D.20
Annexe D.5.5	USLE modifiée appliquée au essais de Viani et de F. Graf (Suite)	D.21
<u>ANNEXE D.6 RESULTATS DU MODELE D'EROSION DE L'ONDE</u>		
	<u>CINEMATIQUE</u>	D.23
Annexe D.6.1	Méthode du simplex (Nelder et Mead, 1965).....	D.23
Annexe D.6.2	Calage du modèle de l'onde cinématique avec les résultats des essais avec pluie	D.25
Annexe D.6.3	Résultats du modèle de l'onde cinématique modifié.....	D.26

Annexe A.1 ALLUVIONNEMENT DES RETENUES ET CARACTERISTIQUES DE LEURS BASSINS VERSANTS

Annexe A.1.1 Sédiments

Nom du lac	Apport en sédiments [m ³ an ⁻¹]	Densité apparente [kg m ⁻³]	Erosion spécifique	
			[m ³ an ⁻¹]	[t km ⁻²]
Ferden	16'644	-	120	-
Gebidem	443'657	1'489	2'113	3'146
Göscheneralp	53'873	-	1'268	-
Grande Dixence	50'031	-	1'137	-
Grimsel	68'338	-	911	-
La Fouly	31'690	-	645	-
Les Toules	1'755	-	44	-
Luzzone	35'610	1'237	976	1'207
Malvaglia	21'814	1'261	390	492
Mattmark	26'693	-	721	-
Mattsand	678'348	1'166	1'780	2'075
Mauvoisin	167'922	1'320	1'479	1'952
Palü	8'311	-	501	-
Räterichsboden	16'631	-	914	-
Rempen	8'834	-	181	-
Rossinière	54'143	1'172	146	171
Solis	150'320	1'341	172	231
Sufers	37'362	-	192	-
Wägital	12'002	-	279	-

Tableau A. 1.1 : Données sur l'apport en sédiments dans les retenues étudiées.

Annexe A.1.2 Topographie

Nom du lac	Surface [km ²]	Pente moyenne [degré]	% de Surface de pente		Pente sans végétation [degré]
			< 3°	> 15°	
Ferden	139.2	24.8	0.4	85.9	28.5
Gebidem	210.0	20.4	3.7	65.8	22.7
Göscheneralp	42.5	27.5	0.8	90.7	26.0
Grande Dixence	44.0	21.1	3.5	73.9	30.4
Grimmel	75.0	23.0	2.6	74.9	22.8
La Fouly	49.1	25.5	0.5	82.7	27.7
Les Toules	40.0	21.7	0.3	81.9	26.9
Luzzone	36.5	24.3	1.1	86.0	27.8
Malvaglia	56.0	27.1	0.2	92.0	30.9
Matmark	37.0	20.9	0.5	74.3	25.3
Mattsand	381.0	22.9	1.4	74.5	24.9
Mauvoisin	113.5	22.5	1.5	74.4	30.8
Palü	16.6	27.1	0.4	88.5	32.2
Räterichspoden	18.2	27.0	1.3	85.1	26.4
Rempen	40.0	17.5	3.6	58.2	37.0
Rossinère	370.0	20.0	1.8	70.0	28.1
Solts	886.9	21.3	0.9	77.2	31.7
Suters	194.8	22.5	1.2	79.5	28.1
Wägital	43.0	19.1	5.9	64	28.7

Tableau A. 1.2 : Caractéristiques topographiques des bassins versants des retenues Suisses étudiées.

Annexe A.1.3 Pluie

Nom du lac	Hauteur de pluie annuelle moyenne [mm]		Erosivité R [kJ mm m ⁻² h]	Hauteur de pluie mensuelle moyenne [mm]											
	A l'altitude moyenne	A la station de mesure		Jan.	Feb.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juill.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
	Ferden	2335		1129	82	113	102	102	70	82	94	79	85	74	110
Gebidem	2727	1376	109	90	85	105	112	129	156	154	160	103	96	92	94
Göscheneralp	2978	1562	130	126	115	135	154	137	138	119	136	125	127	126	124
Grande Dixence	1877	874	57	59	61	70	69	82	91	82	82	70	70	67	71
Grimmel	2682	2174	207	232	204	236	229	165	156	134	145	124	140	185	225
La Fouly	2803	2015	186	178	165	183	195	175	149	123	137	143	184	193	190
Les Toules	2296	881	57	63	56	63	73	81	85	82	87	76	78	71	67
Luzzone	2390	1397	111	80	68	97	117	145	137	139	157	155	145	81	77
Malvaglia	2867	1541	128	75	69	97	132	171	156	151	162	174	157	118	80
Mattmark	2491	798	50	49	47	74	78	91	78	45	65	60	106	58	50
Mattsand	1942	701	41	47	45	51	56	67	67	58	69	58	68	60	55
Mauvoisin	2405	1187	88	97	88	104	104	102	109	98	91	91	102	96	106
Fallu	2700	1238	94	68	54	76	103	136	120	121	122	127	120	121	70
Räterichsboden	2691	2174	207	232	204	236	229	165	156	134	145	124	140	185	225
Rempen	2206	1701	147	100	100	112	135	151	209	199	208	137	106	124	118
Rossinière	1944	1522	125	137	133	130	124	140	155	145	151	115	111	142	155
Solis	1896	1140	83	78	67	73	76	101	128	136	140	104	73	84	81
Sufers	2111	1467	119	65	58	84	130	166	154	146	159	178	152	110	64
Wägital	2460	2201	211	140	136	156	178	209	273	245	256	164	126	155	163

Tableau A. 1.3 : Caractéristiques pluviométriques des bassins versants des retenues Suisses étudiées.

Annexe A.1.4 Couverture végétale

Nom du lac	Surfaces boisées [%]	Terrains agricoles [%]	Pâturages et prés fauchés [%]	Lacs et cours d'eau [%]	Végétation improductive [%]	Sans végétation [%]	Zones de construction [%]
Ferden	11,6	3,8	11,1	0,6	10,2	62,2	0,5
Gebidem	1,6	0,0	3,7	0,2	3,9	90,6	0,0
Göscheneralp	1,5	0,0	3,8	3,7	9,6	81,3	0,0
Grande Dixence	0,0	0,0	10,2	9,1	8,1	72,5	0,1
Grimmel	0,3	0,0	0,1	3,9	9,8	85,7	0,2
La Foully	5,2	0,0	30,1	1,0	14,1	49,3	0,3
Les Toules	1,8	0,0	39,4	2,6	15,2	40,3	0,7
Luzzone	8,8	0,0	18,2	4,1	26,0	42,9	0,0
Malvaglia	27,4	0,0	11,7	1,5	19,2	39,8	0,4
Matmark	0,0	0,0	9,7	4,9	10,3	75,0	0,1
Matsand	6,2	0,9	8,5	0,5	7,6	75,6	0,6
Mauvoisin	0,0	0,0	7,7	2,1	7,4	82,6	0,1
Palù	3,2	0,0	10,9	1,2	8,2	76,1	0,3
Räterichsboden	0,6	0,0	5,2	4,2	10,3	79,0	0,7
Rempen	58,3	9,1	26,5	0,7	2,6	1,8	1,1
Rossmière	30,7	11,1	32,7	0,7	8,7	13,9	2,1
Soles	22,9	4,3	31,2	1,1	11,2	28,0	1,4
Sufers	9,0	2,9	46,0	1,4	11,2	28,8	0,6
Wärthal	36,0	3,1	30,7	9,7	10,8	9,4	0,4

Tableau A. 1.4 : Couverture végétale du bassin versant. Les valeurs indiquées donnent le pourcentage de la surface du bassin versant couvert par le type de végétation indiqué.

Annexe A.1.5 Géologie et propriétés des sols

Nom du lac	APTITUDE DES SOLS			GEOTECHNIQUE		
	Erodibles [%]	Moyennement érodibles [%]	Peu érodibles [%]	Roche dure [%]	Roche tendre [%]	Roche meuble [%]
Ferden	60.7	0.0	39.3	9.7	48.0	22.4
Gebidem	92.0	0.0	8.0	13.3	21.6	2.9
Göscheneralp	83.1	0.0	14.2	44.6	18.1	5.3
Grande Dixence	91.4	0.0	0.0	2.3	38.2	23.3
Grimsef	0.0	0.0	10.3	25.3	29.0	0.0
La Fouly	51.2	44.4	4.4	42.9	25.6	19.4
Les Toules	43.6	0.0	54.9	0.0	67.5	31.2
Luzzone	70.7	19.0	7.0	15.2	51.1	28.9
Malvaglia	37.0	0.0	63.0	0.0	80.1	17.9
Matmark	72.3	0.0	23.2	6.4	46.4	16.1
Mattsand	78.1	1.4	20.1	9.6	31.1	17.7
Mauvoisin	98.2	0.0	0.0	0.0	51.1	3.8
Pallü	72.4	0.0	27.3	5.8	50.3	0.0
Räterichsboden	81.6	0.0	15.3	53.6	23.8	0.0
Rempen	92.0	7.9	0.0	8.6	55.7	35.6
Rosnière	64.7	34.2	0.0	19.0	45.0	35.2
Solis	41.0	25.7	32.4	26.7	37.8	34.6
Sufers	68.3	10.5	20.4	12.5	53.2	26.8
Wägital	51.4	39.5	0.0	50.7	31.7	8.2

Tableau A. 1.5 : Types de roches présentés dans le bassin versant des retenues étudiées selon la carte de l'aptitude du sol et la carte géotechnique simplifiée. Les valeurs donnent le pourcentage de la surface formée par le type de roche en question.

Annexe A.1.6 Glaciers

Nom du lac	Surface du bassin versant couverte par des glaciers [%]	Retrait annuel moyen par rapport à la longueur du glacier	
		Moyenne de tous les glaciers [%]	Somme de tous les glaciers [%]
Ferden	25.7	0.0	0.0
Gebidem	65.7	-0.2	-0.1
Göscheneralp	27.4	-0.2	-0.1
Grande Dixence	23.5	-0.7	-0.3
Grimsel	41.7	-0.1	-0.1
La Fouly	12.4	0.0	0.0
Les Toules	1.8	0.0	0.0
Luzzone	2.7	0.0	0.0
Malvaglia	1.8	0.0	0.0
Mattmark	35.8	-3.0	-1.0
Mattsand	42.8	-0.5	-0.2
Mauvoisin	38.4	-0.6	-0.1
Palü	40.1	-0.2	-0.2
Räterichsboden	48.4	0.0	0.0
Rempen	0.0	0.0	0.0
Rossinière	1.0	0.0	0.0
Solis	0.9	-0.4	-0.4
Sufers	6.2	-0.8	-0.4
Wägital	0	0.0	0.0

Tableau A. 1.6 : Caractéristique des glaciers dans les bassins versants des retenues étudiées.

Annexe A.1.7 Paramètres supplémentaires pour la méthode de Gavrilovic

Nom du lac	Périmètre du bassin versant [km]	Cours d'eau principaux [km]	Cours d'eau s secondaires [km]	Température moyenne	
				annuelle [°C]	en été [°C]
Gebidem	69.32	1.75	23.50	-4.73	2.2
Göscheneralp	29.78	9.25	24.75	-5.68	1.1
Luzzone	27.05	15.50	49.50	-3.48	3.9
Malvaglia	36.61	19.75	57.75	-7.64	-0.7
Mattmark	25.77	13.00	19.25	-2.86	3.3

Tableau A. 1.7 : Caractéristique des glaciers dans les bassins versants des retenues étudiées.

Annexe A.2 PRINCIPAUX RESULTATS DE QUELQUES ETUDES D'EROSION

Annexe A.2.1 Etudes de Bunza

Essai No	Perte terre [kg]	Pente [-]	Intensité de pluie [mm h ⁻¹]	Taux de pluie ruisselée [%]	Géologie	Végétation [%]	Altitude [m s.m.]
B3.75	0.06	0.2	89	62.9	sédiments	100	1304
B1.75	0.11	0.45	82	27.8	gravier quaternaire	100	1304
B4.77	0.12	0.38	45	45.6			
B5.75	0.22	0.16	95	75.6	éboulis, Flysch	100	1450
B3.77	0.22	0.28	83	53.2			
B2.75	0.27	0.25	96	33.1	sédiments	100	1304
B1.77	0.28	0.35	90	43.3			
B2.77	0.28	0.65	91	38.2	moraine	95	2293
B6.77	0.83	0.60	86	35.6			
B1.78	0.89	0.29	75	91.4	moraine	93	2420
B7.78	0.91	0.73	82	33.8			
B7.77	1.06	0.33	66	44.6			
B4.78	1.28	0.50	86	46.6			
B8.78	1.40	0.31	89	82.7	moraine	95	2387
B3.78	1.55	0.68	63	69.8			
B5.78	1.72	0.58	93	31.5			
B8.77	1.80	0.31	89	43.2			
B2.78	2.47	0.70	74	57.4			
B6.78	2.47	0.76	90	35.4			
B5.77	4.30	0.64	84	71.5			

Tableau A. 2.1 : Résultats principaux des essais avec simulateur de pluie sur des terrains avec prairie alpine (Bunza, 1984). Les parcelles d'essais étaient de 5 x 20m.

Annexe A.2.2 Etude de Schauer

Essai N°	Perte terre [kg]	Pente [-]	Intensité de pluie [mm h ⁻¹]	Taux de pluie russelée [%]	Géologie	Végétation [%]	Altitude [msm]
S.9	0.2	0.26	100	32	éboulis, trias	90	1230
S.5	1.2	0.22	100	78	moraine, éboulis, trias	90	960
S.12	1.5	0.14	100	73	éboulis, trias	90	1160
S.11	1.6	0.22	100	67	éboulis, trias	80	1170
S.6	1.8	0.25	100	92	moraine, éboulis, trias	50	950
S.19	1.9	0.23	100	58	moraine, Schiste, Phyllite	70	1940
S.20	2	0.32	100	44	moraine, Schiste, Phyllite	70	1940
S.18	2.4	0.15	100	71	moraine, Schiste, Phyllite	70	1950
S.7	2.4	0.24	100	86	moraine, éboulis, trias	90	800
S.8	7.9	0.38	100	62	moraine, éboulis, trias	80	880
S.14	9.9	0.49	100	79	moraine, Flysch	70	1700
S.13	11.6	0.49	100	72	moraine, Flysch	70	1700
S.17	17.7	0.29	100	59	moraine, Schiste, Phyllite	50	1960
S.3	33.9	0.32	100	53	moraine, éboulis, calcaire	10	1140
S.15	176.4	0.34	100	88	éboulis, Flysch	50	1450

Tableau A. 2.2 : Résultats principaux des essais avec simulateur de pluie sur des terrains utilisés comme pistes de ski (Schauer, 1988). La parcelle arrosée était de 5 x 20 m.

Annexe A.2.3 Etude de Bunza et Schauer

Essai N°	Perte terre [kg]	Pente [-]	Intensité de pluie [mm h ⁻¹]	Taux de pluie ruisselée [%]	Géologie	Végétation [%]
BS.II/7	4	0.24	93	35.5	périglaciale argileux, forêt jeune	100, forêt jeune
BS.II/4	4.2	0.2	93	50.5	matériaux meubles, Flysch, calcaires et grès	70, pâturage
BS.II/2	5.2	0.45	94	69.1	matériaux meubles, Flysch, calcaires et grès, forêt jeune	90, forêt jeune
BS.IV/4	41.6	0.24	100	54.7	matériaux meubles, Flysch, calcaires et grès, pâturage	20, pâturage

Tableau A. 2.3 : Résultats principaux des essais avec simulateur de pluie sur des terrains forestiers (Bunza et Schauer, 1989). La parcelle arrosée était de 5x20m.

Annexe A.2.4 Essais de F. Graf

Essai N°	Perte terre [kg]	Pente [-]	Intensité de pluie [mm h ⁻¹]	Hauteur de pluie [mm]	Taux de pluie ruisselée [%]
V1	0,070	0,06	27,9	27,9	2,1
V2	0,320	0,06	27,9	32,5	7,9
V3	0,705	0,06	27,9	37,2	15,5
V4	1,140	0,06	27,9	41,8	23,1
V5	1,050	0,06	68,6	34,3	21,9
V6	2,010	0,06	68,6	45,7	33
V7	3,335	0,06	68,6	57,2	43,3
V8	4,585	0,06	68,6	68,6	50,9
V9	1,800	0,06	95,0	23,7	36,5
V10	3,680	0,06	95,0	39,6	52,4
V11	5,640	0,06	95,0	55,4	64,4
V12	7,910	0,06	95,0	71,2	71,9
V13	1,720	0,12	31,8	31,8	28,8
V14	2,740	0,12	31,8	37,1	35,5
V15	3,395	0,12	31,8	42,4	41,5
V16	4,370	0,12	31,8	47,7	46,3
V17	0,520	0,12	61,6	30,8	8,7
V18	1,845	0,12	61,6	41,1	18,9
V19	3,870	0,12	61,6	51,3	29,6
V20	6,290	0,12	61,6	61,6	38,3
V21	2,900	0,12	94,0	23,5	37,9
V22	5,910	0,12	94,0	39,2	55,3
V23	9,410	0,12	94,0	54,8	66,5
V24	13,300	0,12	94,0	70,5	73,2

Tableau A. 2.4 : Résultats principaux des essais en laboratoire avec simulateur de pluie (Graf F., 1997a). La surface arrosée était de 0.75 x 1.5 m.

Annexe A.2.5 Étude de Hurni

Essai N°	Perte en terre [$\frac{t}{ha \cdot mois}$]	Pente [-]	Hauteur de pluie [mm]	Taux de pluie ruisselée [%]	Erodibilité du sol [$\frac{t \cdot m^2 \cdot h}{ha \cdot mois \cdot kJ \cdot mm}$]	Végétation	Facteur culture et protection [-]	Erosivité de la pluie [$\frac{kJ \cdot mm}{m^2 \cdot mois}$]
H.1.juin	80	0.25	236	28	0.15	jachère nue	1	134
H.1.juillet	30	0.25	290	20	0.06	jachère nue	1	126
H.1.août	26	0.25	230	32	0.14	jachère nue	1	109
H.1.sept	120	0.25	297	48	0.20	jachère nue	1	127
H.1.oct	34	0.25	196	40	0.14	jachère nue	1	73
H.2.juin	139	0.50	236	26	0.15	jachère nue	1	134
H.2.juillet	30	0.50	290	18	0.06	jachère nue	1	126
H.2.août	29	0.50	230	29	0.14	jachère nue	1	109
H.2.sept	134	0.50	297	42	0.20	jachère nue	1	127
H.2.oct	52	0.50	196	31	0.14	jachère nue	1	73
H.3.juin	26	0.50	236	15	0.15	maïs, opium	0.19	134
H.3.juillet	2	0.50	290	8	0.06	maïs, opium	0.06	126
H.3.août	3	0.50	230	11	0.14	maïs, opium	0.10	109
H.3.sept	33	0.50	297	28	0.20	maïs, opium	0.25	127
H.3.oct	13	0.50	196	14	0.14	maïs, opium	0.25	73

Tableau A. 2.5 : Principaux résultats des mesures de la perte en terre sur des parcelles agricoles dans la région montagneuse au nord de la Thaïlande pendant la période de la mousson (Hurni, 1982). Les parcelles étaient de 1 x 3 m.

Annexe A.2.6 Etude de Viani

Essai N°	Perte terre [kg]	Pente [°]	Intensité de pluie [mm h ⁻¹]	Hauteur de pluie [mm]	Taux de pluie russéée [%]
V1	0,070	0,06	27,9	27,9	2,1
V2	0,320	0,06	27,9	32,5	7,9
V3	0,705	0,06	27,9	37,2	15,5
V4	1,140	0,06	27,9	41,8	23,1
V5	1,050	0,06	68,6	34,3	21,9
V6	2,010	0,06	68,6	45,7	33
V7	3,335	0,06	68,6	57,2	43,3
V8	4,585	0,06	68,6	68,6	50,9
V9	1,800	0,06	95,0	23,7	36,5
V10	3,680	0,06	95,0	39,6	52,4
V11	5,640	0,06	95,0	55,4	64,4
V12	7,910	0,06	95,0	71,2	71,9
V13	1,720	0,12	31,8	31,8	28,8
V14	2,740	0,12	31,8	37,1	35,5
V15	3,395	0,12	31,8	42,4	41,5
V16	4,370	0,12	31,8	47,7	46,3
V17	0,520	0,12	61,6	30,8	8,7
V18	1,845	0,12	61,6	41,1	18,9
V19	3,870	0,12	61,6	51,3	29,6
V20	6,290	0,12	61,6	61,6	38,3
V21	2,900	0,12	94,0	23,5	37,9
V22	5,910	0,12	94,0	39,2	55,3
V23	9,410	0,12	94,0	54,8	66,5
V24	13,300	0,12	94,0	70,5	73,2

Tableau A. 2.6 : Principaux résultats des essais en laboratoire avec simulateur de pluie (Viani, 1986). Le plan récepteur était de 2x6m.

Annexe A.2.7 Etude de Viani (suite)

Essai N°	Perte terre [kg]	Pente [-]	Intensité de pluie [mm h ⁻¹]	Hauteur de pluie [mm]	Taux de pluie ruisselée [%]
V25	1.520	0.24	29.0	29	22.7
V26	2.795	0.24	29.0	33.8	30.1
V27	4.620	0.24	29.0	38.7	36.6
V28	6.820	0.24	29.0	43.5	42.3
V29	10.400	0.24	57.8	28.9	51.6
V30	16.300	0.24	57.8	38.5	61
V31	22.325	0.24	57.8	48.2	67.3
V32	28.325	0.24	57.8	57.8	71.6
V33	10.550	0.24	81.0	20.2	59.3
V34	20.770	0.24	81.0	33.7	71.9
V35	32.060	0.24	81.0	47.2	79
V36	43.110	0.24	81.0	60.7	83.3

Tableau A. 2.7 : Principaux résultats des essais en laboratoire avec simulateur de pluie (Viani, 1986). Le plan récepteur était de 2x6m. (Suite du Tableau A. 2.6).

Annexe A.2.8 Etude de Viani (suite)

Essai No	Perte terre [kg]	Pente [°]	Intensité de pluie [mm h ⁻¹]	Hauteur de pluie [mm]	Taux de pluie ruisselée [%]
V2.1	0,499	0,12	38,0	44,3	47,0
V2.2	0,936	0,12	45,1	52,6	30,8
V2.3	1,052	0,12	66,7	38,9	44,0
V2.4	1,608	0,12	79,2	46,2	39,6
V2.5	2,797	0,24	38,2	44,6	50,4
V2.6	3,064	0,24	40,0	46,7	50,7
V2.7	4,118	0,24	69,8	40,7	48,4
V2.8	5,473	0,24	78,0	45,5	55,2
V2.9	0,242	0,12	38,0	31,7	33,3
V2.10	0,305	0,12	45,1	37,6	18,4
V2.11	0,458	0,12	66,7	27,8	28,1
V2.12	0,670	0,12	79,2	33	23,6
V2.13	1,176	0,24	38,2	31,8	36,5
V2.14	1,479	0,24	40,0	33,3	37,8
V2.15	1,565	0,24	69,8	29,1	30,6
V2.16	2,750	0,24	78,0	32,5	40,3
V2.17	0,365	0,12	38,0	38	42,1
V2.18	0,581	0,12	45,1	45,1	24,8
V2.19	0,722	0,12	66,7	33,3	36,6
V2.20	1,143	0,12	79,2	39,6	32,6
V2.21	1,937	0,24	38,2	38,2	44,2
V2.22	2,234	0,24	40,0	40	45,3
V2.23	2,880	0,24	69,8	34,9	41,0
V2.24	4,033	0,24	78,0	39	48,7

Tableau A. 2.8 : Principaux résultats des essais en laboratoire avec simulateur de pluie (Viani, 1986). Le plan récepteur était de 1x6m.

Annexe B.1 RESULTATS DES CAMPAGNES DE TERRAIN

Annexe B.1.1 Gebidem

Annexe B.1.1.1 Situation géographique des sites de prélèvement

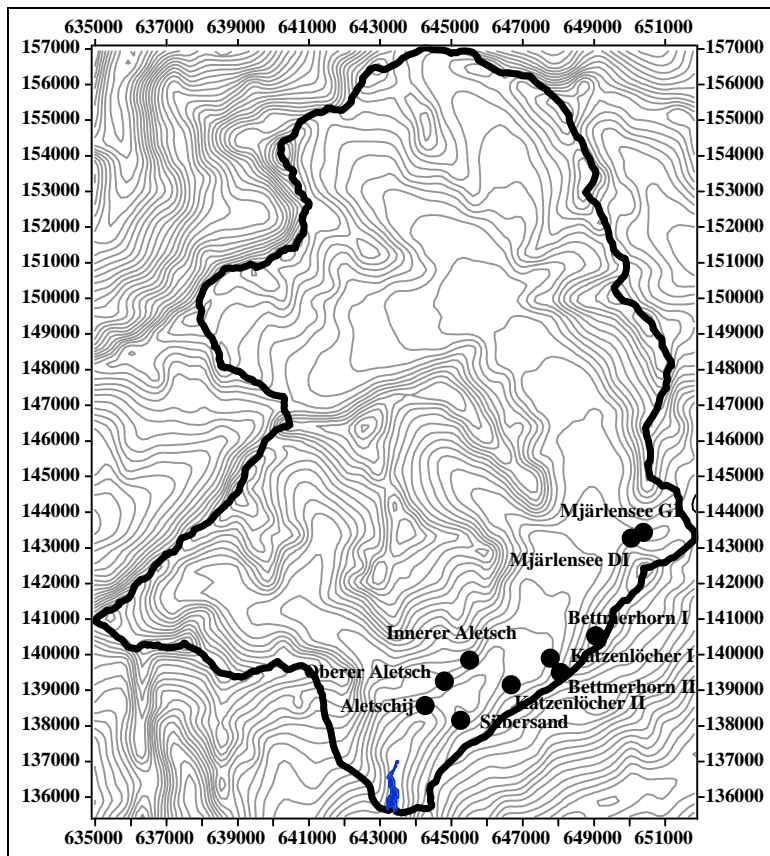


Figure B. 1.1.1 : Situation géographique des sites de prélèvements sur le bassin versant de Gebidem.

Bases de la carte : Lacs et données sur les terrains, OFS GEOSTAT.

Annexe B.1.1.2 Caractéristique des sites de prélèvement

Echantillon	Types d'érosion	Types de végétation	Exposition et pente	X [m]	Y [m]	Altitude [m s.n.l]
Aletschi	glissement de surface	forêt qui repousse	sud, 53 à 100 %	644260	138540	1740
Bettmerhorn I	éboulis, surface	prairie alpine	ouest-ouest-nord, 84 à 119 %	649100	140500	2640
Bettmerhorn II	éboulis, surface	prairie alpine	nord-ouest, 84 à 119	648120	139450	2300
Immerer Aletsch	surface, glissement	prairie	est-est-sud, 53 à 84 %	645670	139840	1960
Katzenlücke I	surface, glissement	prairie alpine s'établie	nord-nord-ouest, 84 à 100 %	647800	139850	2020
Katzenlücke II	surface	prairie alpine et forêt s'établi	nord-ouest, 0 à 100 %	646680	139125	2020
Mjätensee DI	éboulis, surface, cours d'eau	prairie	sud-est à sud-ouest, 47 à 50 %	650425	143440	2350
Mjätensee GI	éboulis, surface, cours d'eau	prairie	divers	650075	143275	2340
Obere Aletsch	surface	prairie alpine s'établie	sud à nord, 67 à 100 %	644790	139240	1980
Silbersand	surface	prairie alpine reprend	nord-ouest	644790	138125	1920

Tableau B. 1.1.2 : Caractéristiques des sites de prélèvement sur le bassin versant de Gebidem

Annexe B.1.1.3 Caractéristique géomorphologiques et géologiques des échantillons

Echantillon	Description de la surface	Espacement des rigoles	Profondeur des rigoles	Roche	Profondeur de la roche	Type de sol	Pente [%]	Orientation
Aletschij	gros blocs, sol avec faible végétation, agrégats compacts	irrégulières	fins délavés			Glaciers, rochers, etc.	53	sud
Bettmerhorn I	très gros blocs et zones de fins, agrégats compacts					Paragneiss	80	ouest-ouest-nord
Bettmerhorn II	gros blocs, petits zones de sol, agrégats compacts					Paragneiss	84	nord-ouest
Innerer Aletsch	fins et quelques gros, agrégats très fins	1.5 à 2 m	20 cm	ancienne moraine, glissement dans végétation		Glaciers, rochers, etc.	78	est-est-sud
Katzenlöcher I	agrégats compacts	1.5 m	50 cm	moraine assez récente, glissement		Glaciers, rochers, etc.	92	nord-nord-ouest
Katzenlöcher II	agrégats compacts	2 à 5 m	20 cm	moraine		Glaciers, rochers, etc.	92	nord-ouest
Mjärlensee DI	fins et gros blocs, agrégats compacts	irrégulières	pas très marqués			Glaciers, rochers, etc.	48	sud-est
Mjärlensee GI	agrégats très fins	irrégulières	pas très marqués			Glaciers, rochers, etc.	67	nord
Oberer Aletsch	fins et gravier, agrégats compacts	irrégulières		ancienne moraine avec peu de végétation		Glaciers, rochers, etc.	85	sud
Silbersand	sable, peu de gravier, agrégats très fins			ancienne moraine		Glaciers, rochers, etc.	80	nord-ouest

Tableau B. 1.1.3 : Géomorphologie et géologie des sites de prélèvement sur le bassin versant de Gebidem

Annexe B.1.1.4 Caractéristique granulométriques des échantillons

Echantillon	Classification selon USCS	Teneur en eau [%]	Degré d'uniformité [-]	Courbure [-]	Limite de liquidité [%]	Indice de plasticité [%]	D ₁₀ [mm]	D ₂₀ [mm]	D ₃₀ [mm]	D ₄₀ [mm]	D ₅₀ [mm]	D ₆₀ [mm]
Aletschü	SC-CL	14,5	79,4	3,4	25,7	7,1	0,04	0,11	0,24	1,4	2,8	14
Bettmerhorn I	GC-CL	6,6	109,6	2,3	23,5	8,5	0,09	0,21	0,60	3,1	5,9	21
Bettmerhorn II	SC-CL	8,3	41,8	1,7	25,4	7,6	0,09	0,12	0,30	2,0	3,4	20
Innerer Aletsch	SM-SC	9,2	90,3	0,3	16,6	5,6	0,02	0,06	0,10	0,3	1,1	15
Katzenbücher I	SM-ML	8,9	37,6	2,3	16,1	1,7	0,08	0,14	0,25	0,8	1,4	10
Katzenbücher II	GW	4,6	8,8	1,2			0,18	0,30	0,60	2,2	3,1	15
Märtensee DI	GP	2,9	45	0,3			0,18	0,34	0,71	2,8	4,6	29
Märtensee GI	GP	1,2	10,3	0,8			0,27	0,60	1,30	3,2	4,9	18
Oberer Aletsch	SM-SC	6,6	59,7	3,9	16,3	5,3	0,04	0,11	0,23	1,0	2,05	11
Silbersand	GW	2,5	6,1	1,3			0,60	2,10	3,00	5,3	7,0	20

Tableau B. 1.1.4 : Caractéristiques de la granulométrie des échantillon prélevés sur le bassin versant de Gebidem

Annexe B.1.1.5 Autres propriétés physiques des échantillons

Echantillon	Micro-Deval			Densité [t m ⁻³]	Perméabilité [cm s ⁻¹]	Teneur en matière organique [%]	Couverture par pierres [%]	Erodibilité K	Erodibilité K avec pierres [t m ² h ha ⁻¹ an ⁻¹ kJ ⁻¹ mm ⁻¹]
	2.8/5.6 [%]	5.6/11.2 [%]	11.2/16 [%]						
Aletschij		23.6		1.56	1.40E-03	1.9	11.0	0.15	0.12
Bettmerhorn I		36.9	24	1.67	7.66E-03	1.1	43.0	0.07	0.03
Bettmerhorn II		35		1.47	7.62E-03	0.6	7.0	0.10	0.07
Innerer Aletsch		27.3		1.56	5.77E-04	0.2	24.0	0.15	0.09
Katzenlöcher I		14.6		1.52	6.21E-03	0	10.0	0.08	0.06
Katzenlöcher II	28	17.2		1.14	3.51E-02	0.5	0	0.02	0.02
Mjärlensee DI		43.4		1.13	4.67E-02	0.5	32.5	0.06	0.03
Mjärlensee GI	38	18.4		1.62	8.58E-02	0	20.0	0.02	0.02
Oberer Aletsch	24.8	14.6		2.06	1.22E-03	0.4	30.0	0.15	0.08
Silbersand	33.4	18.8	13.4	1.5	3.83E-01	1.4	10.0	0.02	0.01

Tableau B. 1.1.5 : Autres propriétés physiques des échantillon prélevés sur le bassin versant de Gebidem

Annexe B.1.1.6 Courbes granulométriques des échantillons

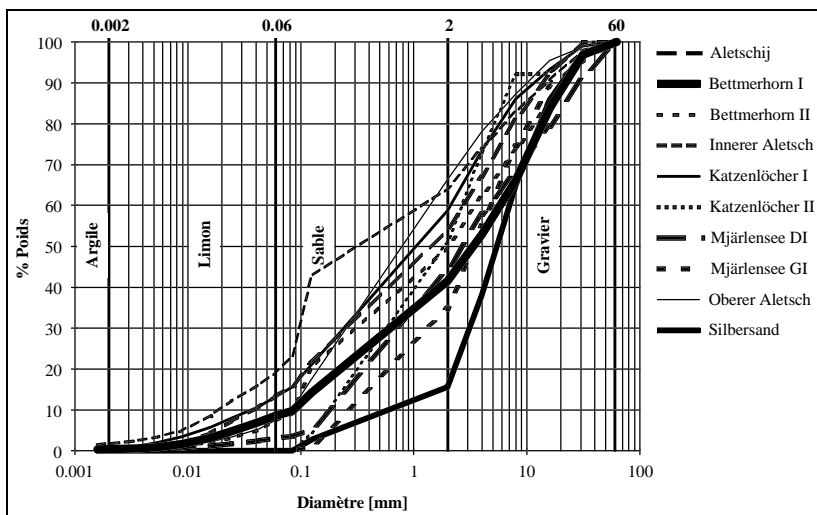


Figure B. 1.1.6 : Courbes granulométriques des échantillons prélevés sur le bassin versant de Gebidem.

Annexe B.1.2 Göscheneralp

Annexe B.1.2.1 Situation géographique des sites de prélèvement

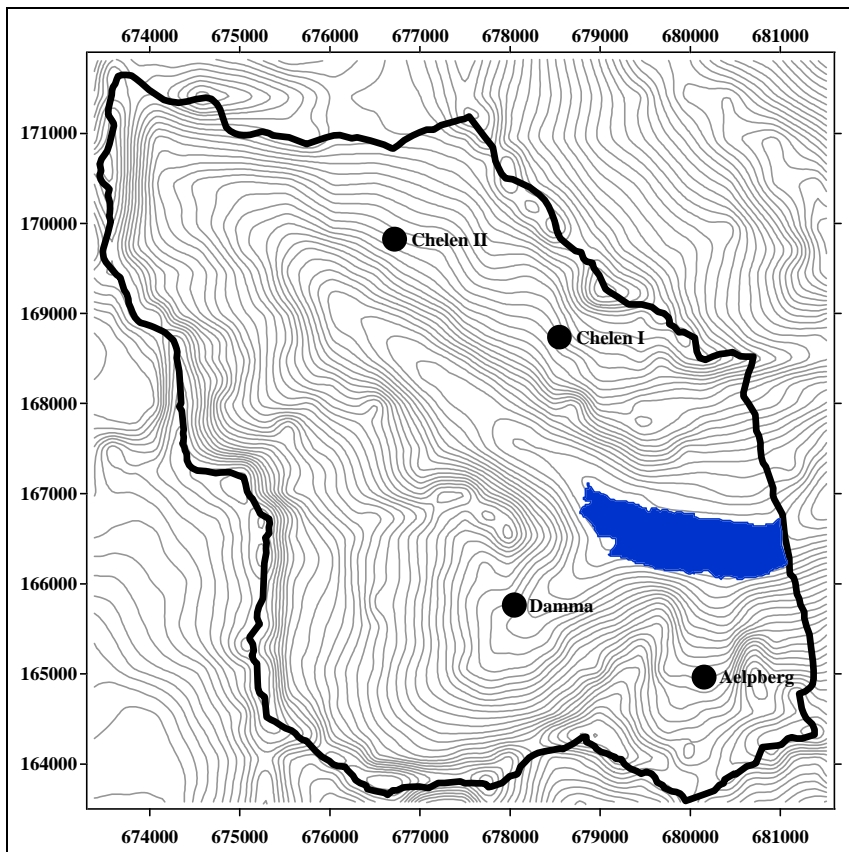


Figure B. 1.2.1 : Situation géographique des sites de prélèvements sur le bassin versant de Göscheneralp.

Bases de la carte : Lacs et données sur les terrains, OFS GEOSTAT.

Annexe B.1.2.2 Caractéristique des sites de prélèvement

Echantillon	Types d'érosion	Types de végétation	Exposition et pente	X [m]	Y [m]	Altitude [m s.m.]
Aspberg	surface glissement	herbe	nord-nord-ouest à nord-nord-est	6807150	1649660	2430
Chelen I	surface, glissement	herbe	ouest, 58 à 100 %	678550	168730	2380
Chelen II	surface	herbe, végétation en établissement	sud à sud-est, 47 à 100 %	676720	169840	2590
Damma	surface, glissement	prairie alpine	sud-sud-est à nord-nord-ouest	678040	165550	2130

Tableau B. 1.2.2 : Caractéristiques des sites de prélèvement sur le bassin versant de Göschenalp

Annexe B.1.2.3 Caractéristique géomorphologiques et géologiques des échantillons

Echantillon	Description de la surface	Espacement des rigoles	Profondeur des rigoles	Roche	Profondeur de la roche	Type de sol	Pente [%]	Orientation
Aelpberg	quelques gros, agrégats compacts	2 m	50 cm (10 cm)			Glaciers, rochers, etc.	57	nord-nord-ouest
Chelen I	amas de gros, agrégats compacts				0 à 50 cm	Glaciers, rochers, etc.	84	ouest
Chelen II	quelques gros, agrégats compacts	irrégulières, entre les gros		moraine		Glaciers, rochers, etc.	77	sud, sud-est
Damma	quelques gros blocs, agrégats compacts	2 m	50 à 100 cm	moraine		Glaciers, rochers, etc.	92	sud-sud-est

Tableau B. 1.2.3 : Géomorphologie et géologie des sites de prélèvement sur le bassin versant de Göschenalalp

Annexe B.1.2.4 Caractéristique granulométriques des échantillons

Echantillon	Classification selon USCS	Teneur en eau [%]	Degré d'uniformité e [-]	Courbure [-]	Limite de liquidité [%]	Indice de plasticité [%]	D_{10} [mm]	D_{20} [mm]	D_{30} [mm]	D_{50} [mm]	D_{60} [mm]	D_{80} [mm]
Aalberg	GW	5,1	48,1	2,5	-	-	0,10	0,21	0,50	2,15	4,4	16,0
Chelen I	GC-CL	9,1	87,3	4,6	26,6	9,3	0,05	0,19	0,50	2,60	4,4	18,0
Chelen II	GM-GC	8,0	18,8	3,5	16,9	5,1	0,06	0,18	0,41	2,10	4,1	19,0
Danma	SM-ML	7,5	95,2	3,9	13,3	3,2	0,03	0,11	0,29	1,40	3,1	10,5

Tableau B. 1.2.4 : Caractéristiques de la granulométrie des échantillon prélevés sur le bassin versant de Göscheneralp

Annexe B.1.2.5 Autres propriétés physiques des échantillons

Echantillon	Micro-Deval		Densité [t m ⁻³]	Perméabilité [cm s ⁻¹]	Teneur en matière organique [%]	Couverture par pierres [%]	Erodibilité K [t m ² h ha ⁻¹ an ⁻¹ kJ ⁻¹ mm ⁻¹]
	2.8/5.6 [%]	5.6/11.2 [%]					
Alpberg	13	10	2.22	9.30E-03	0	15.5	0.09
Chelen I	32		1.19	2.05E-03	2.1	51.0	0.10
Chelen II	22		1.32	3.12E-03	0.5	12.0	0.12
Damma	8		1.50	7.63E-04	0	18.0	0.15

Tableau B. 1.2.5 : Autres propriétés physiques des échantillon prélevés sur le bassin versant de Göscheneralp

Annexe B.1.2.6 Courbes granulométriques des échantillons

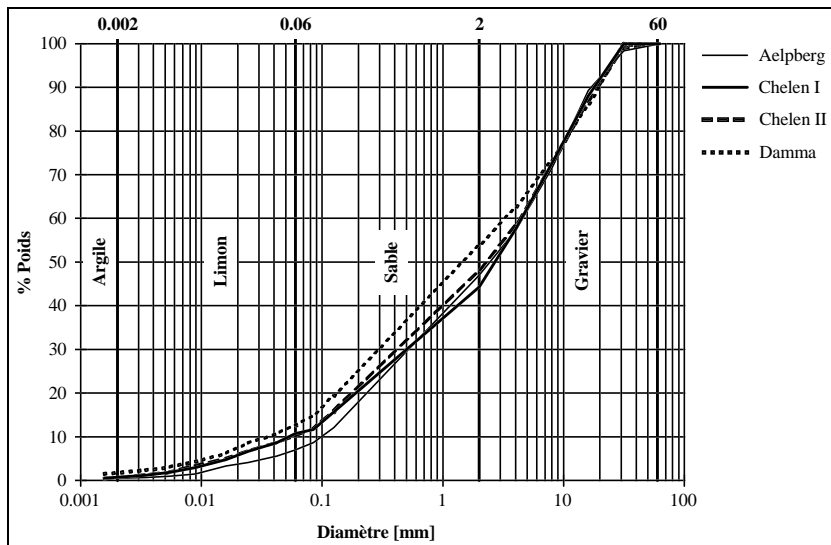


Figure B. 1.2.6 : Courbes granulométriques des échantillons prélevés sur le bassin versant de Göscheneralp.

Annexe B.1.3 Luzzone

Annexe B.1.3.1 Situation géographique des sites de prélèvement

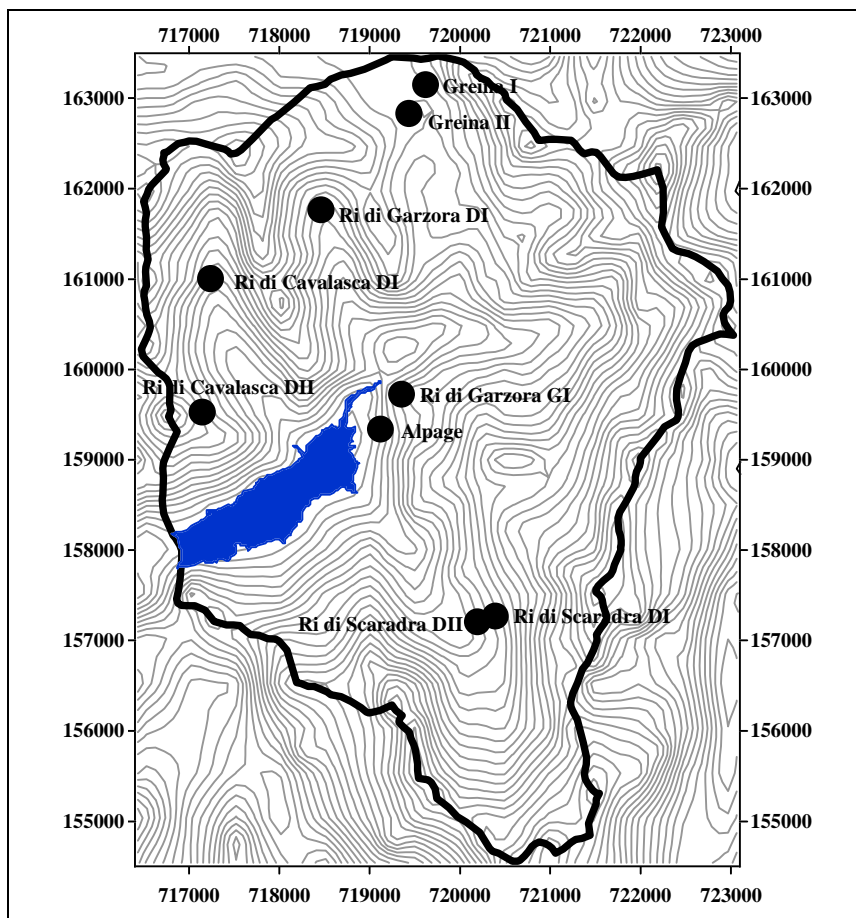


Figure B. 1.3.1 : Situation géographique des sites de prélèvements sur le bassin versant de Luzzone.

Bases de la carte : Lacs et données sur les terrains, OFS GEOSTAT.

Annexe B.1.3.2 Caractéristique des sites de prélèvement

Echantillon	Types d'érosion	Types de végétation	Exposition et pente	X [m]	Y [m]	Altitude [m s.n.]
Alpage I	glissements	prairie, forêt	sud-est	719120	159340	1680
Greina I	surface, glissement	prairie alpine, toundra	vallée principale nord-sud, côtés raides	719600	163150	2280
Greina II	surface, glissement	prairie alpine, toundra	vallée principale nord-sud, côtés raides	719425	162825	2180
Ri di Cavalsca DI	glissement des berges, près, avalanches	près, forêt clairsemée	Vallée principale nord-sud, pentes raides	717250	161000	1980
Ri di Cavalsca DIII	petits glissements, terrain nu	prairie alpine	sud-ouest, raid	717150	159520	2030
Ri di Garzora DI	éboulis, glissements, surface avalanches	prairie alpine	vallée principale nord-sud, très raide	718450	161760	1800
Ri di Garzora CI	glissements, surface	prairie alpine, forêt clairsemée	nord-ouest	719350	159720	1880
Scaradra DI	chutes de blocs, éboulements	alpage	vallée principale sud-est à nord-ouest, raide	720400	157250	2240
Scaradra DII	chutes de blocs, éboulements	alpage	vallée principale sud-est à nord-ouest, raide	720200	157190	2180

Tableau B. 1.3.2 : Caractéristiques des sites de prélèvement sur le bassin versant de Luzzone

Annexe B.1.3.3 Caractéristique géomorphologiques et géologiques des échantillons

Echantillon	Description de la surface	Espacement des rigoles	Profondeur des rigoles	Roche	Profondeur de la roche	Type de sol	Pente [%]	Orientation
Alpage I	couverte d'aiguilles, agrégats compacts			schisteuse	5 cm	Flysch et Bündnerschiefer	115	sud-est
Greina I	cailloux réguliers, agrégats très fins			calcaire		Formations calcaires	45.6	ouest
Greina II	agrégats compacts			schisteuse		Formations calcaires	93.3	est
Ri di Cavalasca DI	granulométrie uniforme, quelques gros blocs, gros agrégats	1-2 m	très larges et peu profondes	schistes très altérés	10 à 15 cm	Glaciers, rochers, etc.	50.0	sud
Ri di Cavalasca DII	agrégats très fins					Flysch et Bündnerschiefer	25.0	sud
Ri di Garzora DI	agrégats compacts			schisteuse		Formations calcaires	64.9	est
Ri di Garzora GI	agrégats compacts			schisteuse	5 à 10 cm	Flysch et Bündnerschiefer	96.6	sud-est
Scaradra DI	quelques grosses pierres, agrégats fins					Granites et orthogneiss		sud
Scaradra DII	peu de blocs, agrégats fins			cristalline		Granites et orthogneiss		sud

Tableau B. 1.3.3 : Géomorphologie et géologie des sites de prélèvement sur le bassin versant de Luzzone

Annexe B.1.3.4 Caractéristique granulométriques des échantillons

Echantillon	Classification selon USCS	Teneur en eau [%]	Degré d'uniformité ϵ	Courbe	Limite de liquidité [%]	Indice de plasticité [%]	D ₁₀ [mm]	D ₃₀ [mm]	D ₅₀ [mm]	D ₆₀ [mm]	D ₇₅ [mm]	D ₉₀ [mm]
Alpage I	GC-CL	17,8	121,9	1,5	30,9	10,2	0,03	0,12	0,40	2,60	3,6	11
Greins I	GC-CL	11,0	317,4	22,9	20,7	5,7	0,03	0,40	2,60	6,10	10,0	30
Greins II	SC-CL	29,1	156,5	0,2	42,9	15,7	0,02	0,04	0,09	1,05	2,8	18
RI di Cavallasca DI	GC-CL	18,6	305,3	3,4	37,8	13,7	0,02	0,07	0,42	2,40	5,1	26
RI di Cavallasca DII	GC-CL/GW	18,2	146,3	0,47	25,2	2,8	0,08	0,2	0,58	5,40	10,1	30
RI di Garzora DI	GC-CL	21,0	108,9	1,2	25,2	7,8	0,04	0,12	0,3	2,60	4,0	20
RI di Garzora GI	SC-CL	36,1	106,0	0,8	34,3	13,1	0,03	0,09	0,21	1,20	2,8	12
Sarradra DI	SP	10,2	59,2	0,8	-	-	0,13	0,39	0,92	3,10	8,2	34
Sarradra DII	SP	11,0	19,8	0,8	-	-	0,07	0,16	0,26	0,79	1,1	13

Tableau B. 1.3.4 : Caractéristiques de la granulométrie des échantillon prélevés sur le bassin versant de Luzzone

Annexe B.1.3.5 Autres propriétés physiques des échantillons

Echantillon	Micro-Deval		Densité [t m ⁻³]	Perméabilité [cm s ⁻¹]	Teneur en matière organique [%]	Couverture par pierres [%]	Erodibilité K	Erodibilité K avec pierres [t m ² h ha ⁻¹ an ⁻¹ kJ ⁻¹ mm ⁻¹]
	2.8/5.6 [%]	5.6/11.2 [%]						
Alpage I	98	11.2/16	1.25	9.28E-04	2.3	60	0.11	0.02
Greina I			1.65	5.29E-04	0	100	0.08	0
Greina II	98		1.60	5.32E-04	2.9	21	0.20	0.12
RI di Cavalasca DI			1.33	2.84E-04	0	50	0.19	0.03
RI di Cavalasca DII			1.64	8.41E-03	0.9	24	0.06	0.01
RI di Garzora DI	99		1.25	1.65E-03	0.7	3.5	0.14	0.12
RI di Garzora GI			1.36	1.06E-03	1.0	12	0.10	0.08
Scaradra DI	80		1.40	2.02E-02	0.3	23	0.02	0.01
Scaradra DII			1.61	5.74E-03	0.8	8	0.10	0.02

Tableau B. 1.3.5 : Autres propriétés physiques des échantillon prélevés sur le bassin versant de Luzzone

Annexe B.1.3.6 Courbes granulométriques des échantillons

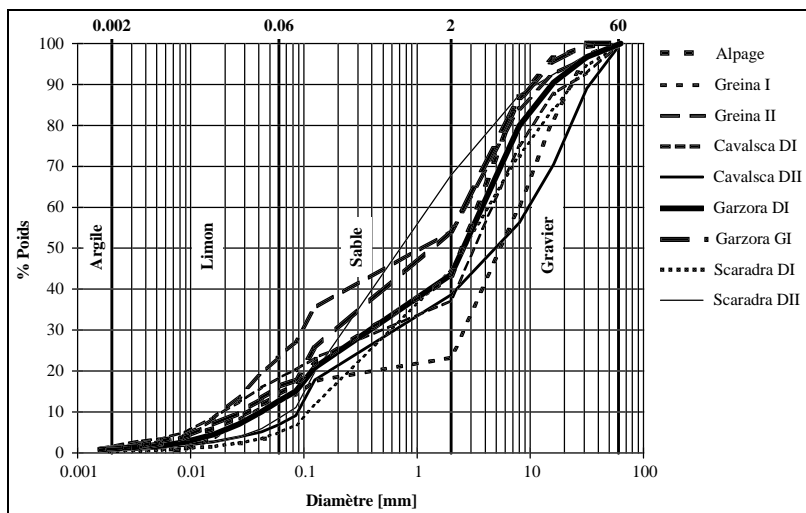


Figure B. 1.3.6 : Courbes granulométriques des échantillons prélevés sur le bassin versant de Luzzone.

Annexe B.1.4 Malvaglia

Annexe B.1.4.1 Situation géographique des sites de prélèvement

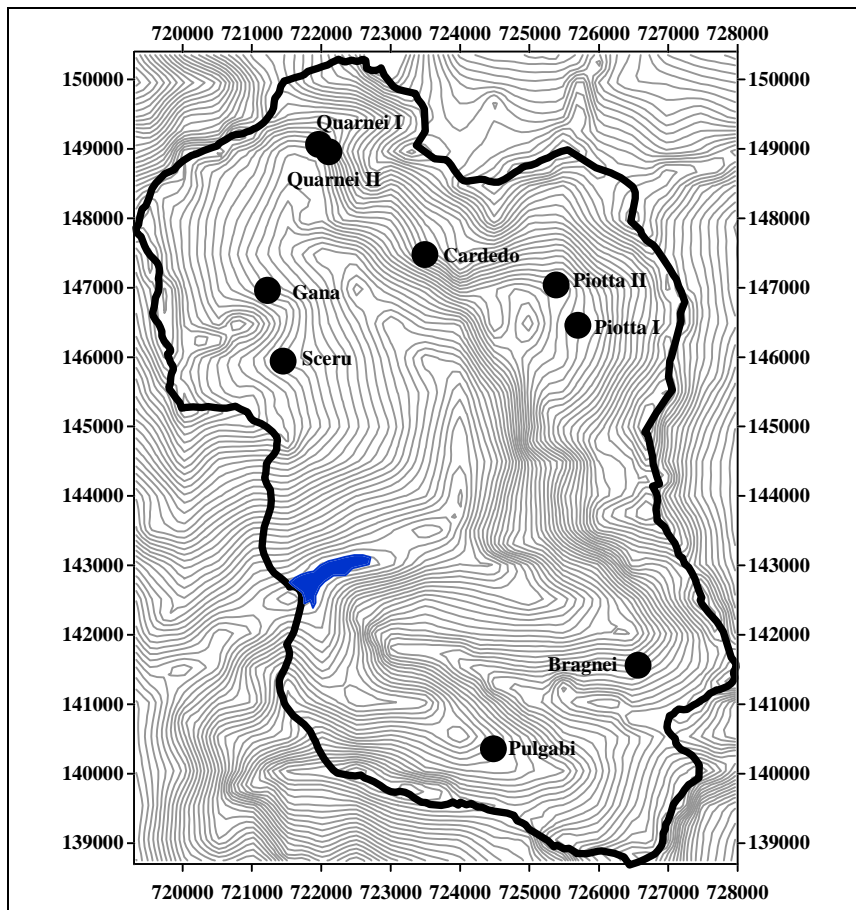


Figure B. 1.4.1 : Situation géographique des sites de prélèvements sur le bassin versant de Malvaglia.

Bases de la carte : Lacs et données sur les terrains, OFS GEOSTAT.

Annexe B.1.4.2 Caractéristique des sites de prélèvement

Echantillon	Types d'érosion	Types de végétation	Exposition et pente	X [m]	Y [m]	Altitude [m s.n.m.]
Bragnei				725970	142175	1850
Cardedo I	glissements, chutes de bloc, surface	prairie alpine	sud-ouest, 40 à 84 %	723320	147320	2180
Gana I	éboulis, glissements	prairie, buissons	nord-est, 53 à 100 %	721175	146975	2150
Plotta I	cours d'eau, glissement, surface	prairie, myrtilles	sud-est à nord-nord-est, 31 à 100 %	725725	146410	2160
Plotta II				725410	147000	2160
Pulgabi	glissements	prairie, forêt	sud-sud-ouest, 90 à 111 %	724460	140350	1660
Quarnel I	rigoles dans coulées de boue	prairie	ouest-ouest-nord à sud-sud-est, 47 à 73 %	722075	149000	2140
Quarnel II	glissement avec surface	dans prairie	sud-sud-est, 84 %	721925	149100	2120
Sceru I	Chutes de pierres, coulée de boue, glacier	prairie	divers	721440	145940	2020

Tableau B. 1.4.2 : Caractéristiques des sites de prélèvement sur le bassin versant de Malvaglia

Annexe B.1.4.3 Caractéristique géomorphologiques et géologiques des échantillons

Echantillon	Description de la surface	Espacement des rigoles	Profondeur des rigoles	Roche	Profondeur de la roche	Type de sol	Pente [%]	Orientation
Bragnei		1 à 2 m	10 à 50 cm			Granites et orthogneiss	84	nord-nord-est
Cardado I	fins entre gros					Granites et orthogneiss	62	sud-ouest
Gana I	fins et gros graviers, piétiné par moutons ?					Paragneiss	68	nord-est-est
Piotta I	gravier et sable	irrégulières	peu marquées			Paragneiss	100	sud-est
Piotta II		1 à 2 m, irrégulières	50 à 100 cm			Paragneiss	100	sud-sud-est
Pulgabi	sable, gros					Granites et orthogneiss	100	sud-sud-ouest
Quarnei I	blocs ou prairie	ca. 5 m, cours d'eau	jusqu'à 1 m			Glaciers, rochers, etc.	60	ouest-ouest-nord
Quarnei II	fins avec peu de gravier	1 à 5 m	20 cm			Granites et orthogneiss	84	sud-sud-est
Seeru I	fins, graviers, gros	1 m, irrégulière entre blocs	10 cm			Paragneiss	76	nord-est-est

Tableau B. 1.4.3 : Géomorphologie et géologie des sites de prélèvement sur le bassin versant de Malvaglia

Annexe B.1.4.4 Caractéristique granulométriques des échantillons

Echantillon	Classification selon USCS	Teneur en eau [%]	Degré d'uniformité [-]	Courbure [-]	Limite de liquidité [%]	Indice de plasticité [%]	D ₁₀ [mm]	D ₃₀ [mm]	D ₅₀ [mm]	D ₆₀ [mm]	D ₇₅ [mm]	D ₁₀₀ [mm]	D ₂₀₀ [mm]
Bagnel	GM-ML	17,2	61,6	3,2	49,5	15,2	0,11	0,5	2,10	9,0	12,0	30,0	30,0
Cardelo I	GM-ML	16,9	83,2	3,0	38,4	8,9	0,06	0,16	0,40	2,1	3,7	15,0	15,0
Gana I	GM-GL	5,4	35,1	4,4	26,8	6,1	0,10	0,20	0,64	2,6	3,3	11,0	11,0
Protta I	GC-CL	7,1	82,1	1,9	23,9	19,7	0,11	0,36	1,10	6,0	9,9	19,0	19,0
Protta II	GC-CL	11,3	250,4	2,8	27,0	7,8	0,03	0,09	0,27	3,3	6,4	24,0	24,0
Pulgabi	GM-ML GC-CL	8,4	71,0	3,3	30,6	7,9	0,09	0,20	0,90	4,0	6,8	21,0	21,0
Quarnel I	GW	3,6	11,8	1,1	-	-	0,74	2,90	4,80	9,1	11,0	24,0	24,0
Quarnel II	SM-SC	12	37,5	3,2	26,6	8,3	0,05	0,12	0,25	1,0	2,0	10,5	10,5
Sernu I	GM-ML	14	89,9	2,9	43,9	9,1	0,075	0,20	0,59	3,0	5,0	18,0	18,0

Tableau B. 1.4.4 : Caractéristiques de la granulométrie des échantillon prélevés sur le bassin versant de Malvaglia

Annexe B.1.4.5 Autres propriétés physiques des échantillons

Echantillon	Micro-Deval		Densité [t m ⁻³]	Perméabilité é [cm s ⁻¹]	Teneur en matière organique [%]	Couverture par pierres [%]	Erodibilité K [t m ² h ha ⁻¹ an ⁻¹ kJ ⁻¹ mm ⁻¹]	Erodibilité K avec pierres 0
	2.8/5.6 [%]	5.6/11.2 [%]						
Bragnei	51.8		1.37	1.07E-02	5.3	90.0	0.04	0
Cardedo I	40.2		1.50	3.67E-03	4.2	88.0	0.04	0
Gana I	80.8	49.1	1.18	8.27E-03	0.5	5.0	0.02	0.02
Piotta I		40.2	1.50	1.19E-02	0.5	40.0	0.06	0.03
Piotta II		49.8	1.45	8.17E-04	1.0	60.0	0.14	0.02
Pulgabi		33.2	1.28	7.59E-03	1.6	12.0	0.06	0.04
Quarnei I	71.5	46.2	1.66	6.03E-01	0.9	100.0	0.02	0
Quarnei II			1.45	2.21E-03	1.0	18.6	0.14	0.09
Scerri I		59.4	1.28	5.07E-03	4.2	90.0	0.04	0

Tableau B. 1.4.5 : Autres propriétés physiques des échantillon prélevés sur le bassin versant de Malvaglia

Annexe B.1.4.6 Courbes granulométriques des échantillons

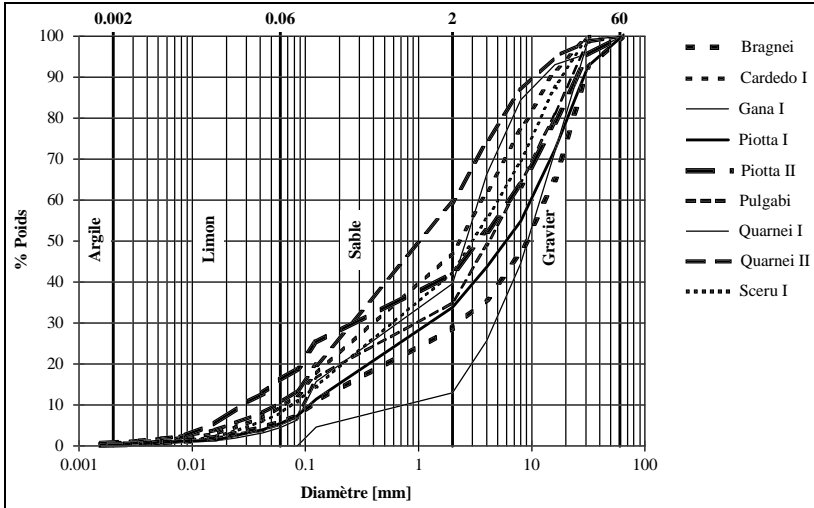


Figure B. 1.4.6 : Courbes granulométriques des échantillons prélevés sur le bassin versant de Malvaglia.

Annexe B.1.5 Mattmark

Annexe B.1.5.1 Situation géographique des sites de prélèvement

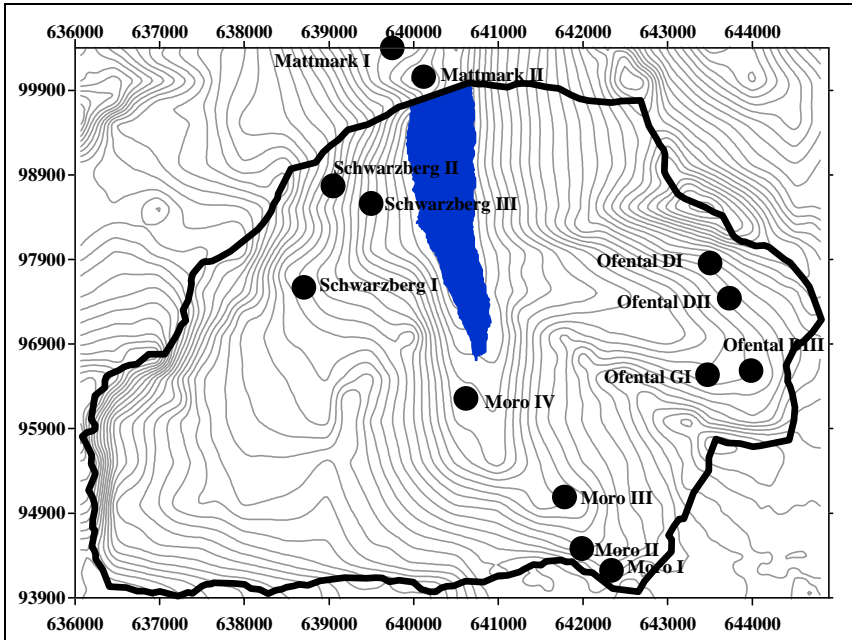


Figure B. 1.5.1 : Situation géographique des sites de prélèvements sur le bassin versant de Mattmark.

Bases de la carte : Lacs et données sur les terrains, OFS GEOSTAT.

Annexe B.1.5.2 Caractéristique des sites de prélèvement

Echantillon	Types d'érosion	Types de végétation	Exposition et pente	X		Y		Altitude [m s.m.]
				[m]	[m]	[m]	[m]	
Matmark I	surface	pas de végétation	variés	639740	100390	2300		
Matmark II	surface	pas de végétation	variés	640110	100060	2100		
Moro I (G)	surface, éboulis	pas de végétation	nord-est à sud-ouest, 31 à 70 %	642330	94220	2840		
Moro II (G)	éboulis, cours d'eau surface, avalanches	pas de végétation	nord-est, 70 à 100 %	641780	94480	2780		
Moro III (D)	glacier, cours d'eau, surface, éboulis	prairie alpine commence à s'établir	ouest à est, en moyenne 40 à 50 %	641775	95090	2510		
Moro IV (G)	surface, cours d'eau	prairie alpine commence à s'établir	nord-est, moyenne 50 %	640620	96250	2260		
Oriental DI	éboulis, cours d'eau, surface	prairie alpine	sud, 70 % et plus	643500	97850	2900		
Oriental DII	éboulis, cours d'eau, surface	prairie alpine	ouest, 36 % et plus	643725	97430	2820		
Oriental DIII	glacier, surface, cours d'eau	pas de végétation	horizontal à 100 %	643975	96575	2740		
Oriental GI	éboulements, fûs en surface	pas de végétation	nord-est, horizontal à 100 %	643470	96530	2660		
Schwarzberg I	surface, coulée de boue, glissement	sud-est, moyenne 100%		638700	97570	2700		
Schwarzberg II	chutes de blocs, éboulis, avalanches, surface	prairie alpine	sud-est, 100 %	639030	98770	2540		
Schwarzberg III	surface, coulée de boue, glissements	prairie alpine commence à s'établir	sud, sud-est, en moyenne 100 %	639470	98570	2400		

Tableau B. 1.5.2 : Caractéristiques des sites de prélèvement sur le bassin versant de Matmark

Annexe B.1.5.3 Caractéristique géomorphologiques et géologiques des échantillons

Echantillon	Description de la surface	Espacement des rigoles	Profondeur des rigoles	Roche	Profondeur de la roche	Type de sol	Pente [%]	Orientation
Mattmark I	gros délavés, quelques gros blocs	1 m	10 cm	moraine latérale		Glaciers, rochers, etc.	110	est
Mattmark II	gravier assez régulier	irrégulier	peu profondes	moraine de fond		Glaciers, rochers, etc.	110	nord
Moro I (G)	blocs cailloux, bancs rocheux	irrégulier, ca 5	5 cm			Glaciers, rochers, etc.	33	nord-est
Moro II (G)	gros et graviers	10 m	cours d'eau			Glaciers, rochers, etc.	70	nord-nord-est
Moro III (D)			cours d'eau			Glaciers, rochers, etc.	40	ouest
Moro IV (G)	quelques gros blocs	100 m	cours d'eau pas très marqués			Granites et orthogneiss	53	nord-est
Oftental DI	cailloux et gros blocs	50 m	cours d'eau			Glaciers, rochers, etc.	73	sud
Oftental DII	gros blocs et cailloux réguliers	distants	cours d'eau	de couleur rougeâtre		Glaciers, rochers, etc.	41	ouest
Oftental DIII	gros blocs avec zones de fins			probablement moraine latérale		Glaciers, rochers, etc.	60	ouest
Oftental GI	gros blocs avec zones de fins	distants	cours d'eau			Glaciers, rochers, etc.	58	nord-est
Schwarzberg I	gros blocs	irrégulier	peu profondes	moraine		Glaciers, rochers, etc.	100	sud-est
Schwarzberg II	réouverte de gravier régulier	1 m	peu profondes			Glaciers, rochers, etc.	82	est-sud
Schwarzberg III	gros blocs, gros graviers	irrégulier	peu profondes			Granites et orthogneiss	75	sud

Tableau B. 1.5.3 : Géomorphologie et géologie des sites de prélèvement sur le bassin versant de Mattmark

Annexe B.1.5.4 Caractéristique granulométriques des échantillons

Echantillon	Classification selon USCS	Teneur en eau [%]	Degré d'uniformité [-]	Courbure [-]	Limite de liquidité [%]	Indice de plasticité [%]	D ₁₀ [mm]	D ₂₀ [mm]	D ₃₀ [mm]	D ₄₀ [mm]	D ₆₀ [mm]	D ₈₀ [mm]
Matmark I	GW	7.1	316.2	1.7			0.07	0.31	1.40	10.50	20.0	50
Matmark II	GW	8.6	16.6	1.8			0.50	1.80	2.80	6.00	8.1	40
Moro I (G)	GM-GC	5.1	22.0	1.8	16.0	5.9	0.21	1.40	3.40	9.00	11.0	26
Moro II (G)	GW	4.7	18.1	1.2			0.28	1.70	3.10	8.00	10.5	29
Moro III (D)	GM-GC	3.1	26.3	1.9	19.4	5.0	0.11	0.38	1.00	3.90	6.0	24
Moro IV (G)	GM-GC	5.0	112.8	4.5	22.1	6.4	0.04	0.11	0.29	2.00	3.9	20
Oriental DI	GP	4.3	20.8	1.0			0.19	0.61	2.00	5.90	9.0	25
Oriental DII	SC-CL	9.9	54.2	3.9	31.4	11.5	0.04	0.14	0.30	1.40	2.6	13
Oriental DIII	SM-SC	3.8	218.8	4.2			0.01	0.04	0.11	0.90	2.2	17
Oriental GI	SP	8.0	407.2	3.0	15.2	5.1	0.01	0.06	0.11	1.10	3.1	20
Schwarzberg I	SM-CL	6.8	211.6	3.3	16.5	6.0	0.01	0.05	0.10	0.62	2.0	13
Schwarzberg II	GC-CL	4.4	34.1	1.8	29.3	10.3	0.11	0.49	2.00	6.10	9.3	24
Schwarzberg III	SM-CL	4.8	210.8	4.1	14.5	5.6	0.01	0.06	0.11	0.60	1.9	11

Tableau B. 1.5.4 : Caractéristiques de la granulométrie des échantillon prélevés sur le bassin versant de Matmark

Annexe B.1.5.5 Autres propriétés physiques des échantillons

Echantillon	Micro-Deval		Densité		Perméabilité é	Teneur en matière organique	Couverture par pierres	Erodibilité K	Erodibilité K avec pierres
	2.8/5.6 [%]	5.6/11.2 [%]	11.2/16 [%]	16 [t m ⁻³]					
Matmark I				2.42	4.92E-03	0.0	60.0	0.02	0.01
Matmark II	24.0	16.0		1.84	2.48E-01	0.0	69.0	0.02	0
Moro I (G)	48.1	18.8	13.1	1.81	4.39E-02	1.1	93.0	0.02	0
Moro II (G)	62.2	36.6	21.5	1.87	8.49E-02	1.0	66.0	0.02	0
Moro III (D)	25.0	12.6		1.61	1.19E-02	0.6	20.0	0.06	0.04
Moro IV (G)		20.8		1.54	1.32E-03	1.3	41.5	0.10	0.05
Ofental DI	46.2	23.2	16.0	1.47	4.06E-02	0.9	82.0	0.06	0
Ofental DII	24.8	13.6		1.25	1.36E-03	2.3	35.0	0.08	0.06
Ofental DIII		6.8		1.83	1.64E-04	0.0	92.0	0.25	0
Ofental GI		11.4		1.79	8.95E-05	0.0	35.0	0.25	0.12
Schwarzberg I		26.1		1.50	1.26E-04	1.3	53.0	0.17	0.06
Schwarzberg II		42.2	27.6	1.75	1.20E-02	1.3	41.0	0.06	0.03
Schwarzberg III		20.2		1.68	1.21E-04	1.4	22.0	0.23	0.14

Tableau B. 1.5.5 : Autres propriétés physiques des échantillon prélevés sur le bassin versant de Matmark

Annexe B.1.5.6 Courbes granulométriques des échantillons

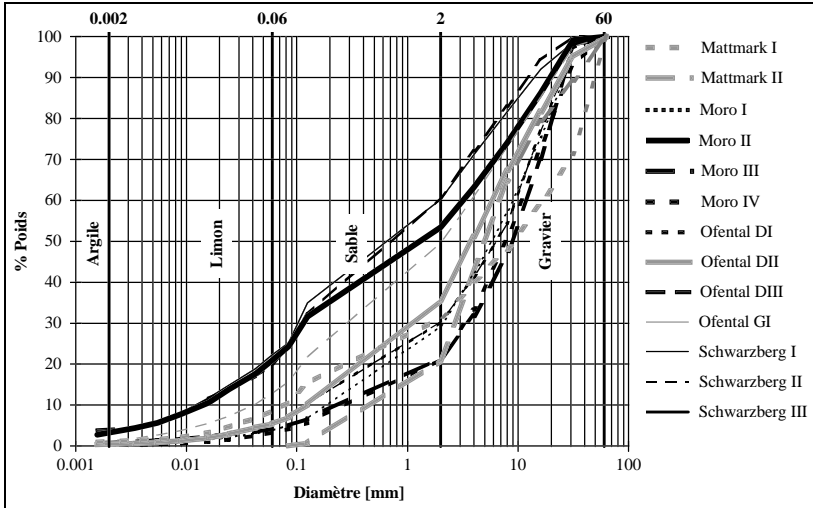


Figure B. 1.5.6 : Courbes granulométriques des échantillons prélevés sur le bassin versant de Mattmark.

Annexe C.1 RESULTATS DES ESSAIS DE PLUIE

Annexe C.1.1 Essais standards

Essai N°	s [%]	p [kg l ⁻¹]	I [mm h ⁻¹]	I _{tot} [mm h ⁻¹]	H [mm]	V _s [l]	P _s [kg]	Q _p [l s ⁻¹]	V _r [l]	I*H [mm ² h ⁻¹]	R _r [kJ · mm m ² · h]	R _r [kJ · mm m ² · h]
9 60 2	9	1.80	60	62	94	0.821	2.225	0.125	585	5838	3	155
9 90 2	9	1.80	90	95	143	1.971	5.341	0.210	1041	13538	7	359
9 140 2B	9	1.80	140	139	209	4.682	12.688	0.310	1581	28982	14	768
4D	30	1.90	60	62	93	0.658	1.783	0.112	569	5766	3	153
5D	30	1.90	90	95	143	1.766	4.786	0.195	996	13538	6	359
6D	30	1.90	140	145	218	5.873	15.916	0.310	1602	31538	14	836
7C	40	1.85	60	65	98	1.159	3.141	0.126	676	6338	3	168
8C	40	1.85	90	98	147	2.947	7.986	0.200	1022	14406	7	382
9C	40	1.85	140	146	219	9.365	25.379	0.310	1602	31974	14	847
10C	50	2.00	60	64	96	0.565	1.531	0.105	516	6144	2	163
10D	50	2.00	60	56	84	0.769	2.084	0.100	496	4704	2	125
11D	50	2.00	90	92	138	2.570	6.965	0.178	916	12696	6	104
11E	50	2.00	90	93	140	2.609	7.070	0.170	870	12974	5	344
12C	50	2.00	140	135	152	16.015	43.401	0.270	1061	20642	9	547

Tableau C. 1.1 : Résultats des essais de pluie standards (avec essai préliminaire et un compactage à la dame).

Annexe C.1.2 Essais avec nouvelle couche

Essai N°	s [%]	p [kg l ⁻¹]	I [mm h ⁻¹]	I _{tot} [mm h ⁻¹]	H [mm]	V _s [l]	P _s [kg]	Q _p [l s ⁻¹]	V _r [l]	I*H [mm ² h ⁻¹]	R _r [kJ · mm / m ² · h]	R _i [kJ · mm / m ² · h]
1	9	1.80	60	46	69	0.520	1.409	0.130	585	3174	3	84
2	9	1.80	90	90	135	2.132	5.778	0.220	1157	12150	8	322
3	9	1.80	140	147	221	4.232	11.469	0.330	1751	32414	16	859
4B	30	1.80	60	67	101	11.099	30.078	0.140	674	6734	4	178
5	30	1.80	90	94	141	17.507	47.444	0.205	1034	13254	7	351
6	30	1.80	140	149	224	27.521	74.582	0.320	1671	33302	15	882

Tableau C. 1.2 : Résultats des essais de pluie avec une nouvelle couche de sol.

Annexe C.1.3 Essais avec faible compactage

Essai N°	s [%]	ρ [kg l ⁻¹]	I [mm h ⁻¹]	I _{réa} [mm h ⁻¹]	H [mm]	V _s [l]	P _s [kg]	Q _p [l s ⁻¹]	V _r [l]	I*H [mm ² h ⁻¹]	R _r [$\frac{\text{kJ} \cdot \text{mm}}{\text{m}^2 \cdot \text{h}}$]	R _t [$\frac{\text{kJ} \cdot \text{mm}}{\text{m}^2 \cdot \text{h}}$]
4C	30	1.90	60	62	93	1.530	4.146	0.125	656	5766	3	153
5C	30	1.90	90	99	149	4.126	11.181	0.250	1098	14702	8	390
6C	30	1.90	140	144	216	11.799	31.975	0.310	1623	31104	14	824

Tableau C. 1.3 : Résultats des essais de pluie avec compactage faible.

Annexe C.1.4 Essais d'évolution de l'érodibilité

Essai N°	s [%]	p [kg l ⁻¹]	I [mm h ⁻¹]	I _{rel} [mm h ⁻¹]	H [mm]	V _e [l]	P _e [kg]	Q _p [l s ⁻¹]	V _r [l]	I*H [mm ² h ⁻¹]	R _r [$\frac{\text{kJ} \cdot \text{mm}}{\text{m}^2 \cdot \text{h}}$]	R _i [$\frac{\text{kJ} \cdot \text{mm}}{\text{m}^2 \cdot \text{h}}$]
40 90 2	40	1.80	90	96	144	2.851	6.791	0.164	730	13824	4	366
40 90 3	40	1.80	90	97	146	2.037	4.752	0.166	776	14114	5	374
40 90 4	40	1.80	90	96	144	2.054	4.892	0.167	792	13824	5	366

Tableau C. 1.4 : Résultats des essais de pluie pour évaluer l'évolution de l'érodibilité.

Annexe C.1.5 Essais préliminaires

Essai N°	s [%]	ρ [kg l ⁻¹]	I [mm h ⁻¹]	I _{red} [mm h ⁻¹]	H [mm]	V _s [l]	P _s [kg]	Q _p [l s ⁻¹]	V _r [l]	I ^s H [mm ² h ⁻¹]	R _r [$\frac{\text{kJ} \cdot \text{mm}}{\text{m}^2 \cdot \text{h}}$]	R _t [$\frac{\text{kJ} \cdot \text{mm}}{\text{m}^2 \cdot \text{h}}$]
9_140_0	9	1.90	140	123	185	9.968	34.996	0.310	1510	22694	13	601
9_140_1	9	2.00	140	137	206	12.628	35.737	0.315	1570	28154	14	746
9_140_2	9	1.80	140	124	186	10.981	37.778	0.315	1437	23159	13	614
9_140_4	9	1.90	140	136	204	11.269	32.362	0.252	1242	27744	10	735
6A	30	1.90	140	147	221	13.425	36.382	0.305	1507	32414	13	859
30_140_1	30	1.70	140	138	207	38.106	106.282	0.350	1454	28566	14	757
9	40	1.85	140	129	194	25.238	68.295	0.290	1501	24962	13	661
40_140_2	40	2.10	140	133	200	31.182	93.632	0.260	1156	26534	9	703
12	50	2.00	140	132	154	34.554	93.641	0.275	1042	20328	9	539

Tableau C. 1.5 : Résultats des essais de pluie préliminaires.

Annexe C.2 RESULTATS DES ESSAIS DE RUISSELLEMENT

Annexe C.2.1 Essais standards

Essai N°	s [%]	p [kg l ⁻¹]	Q [l s ⁻¹]	Q _p [l s ⁻¹]	V _r [l]	V _s [l]	P _s [kg]	R _r [$\frac{\text{kJ} \cdot \text{mm}}{\text{m}^2 \cdot \text{h}}$]
9_15_1	9	2,00	0,150	0,107	351,770	0,054	0,146	7
9_25_1	9	2,00	0,250	0,198	656,515	-0,041	-0,111	15
9_35_1	9	2,00	0,350	0,284	954,659	0,087	0,236	25
9_45_1	9	2,00	0,450	0,390	1627,272	0,388	1,051	47
30_15_1	30	1,70	0,150	0,113	563,818	0,172	0,466	11
30_25_1	30	1,70	0,250	0,189	633,520	0,112	0,304	14
30_35_1	30	1,70	0,350	0,296	985,916	1,683	4,561	26
30_45_1	30	1,70	0,450	0,377	1308,526	6,059	16,420	38
40_25_2	40	2,10	0,150	0,054	192,097	0,000	0,000	3
40_25_2	40	2,10	0,250	0,143	515,163	0,070	0,190	11
40_35_2	40	2,10	0,350	0,250	1169,840	6,900	18,699	29
40_45_2	40	2,10	0,450	0,354	1410,369	23,580	63,903	40

Tableau C. 2.1 : Résultats des essais de ruissellement standard (avec deux essais préliminaires et compactage à la dame).

Annexe C.2.2 Essais préliminaires

Essai N°	s [%]	ρ [kg l ⁻¹]	Q [l s ⁻¹]	Q _p [l s ⁻¹]	V _i [l]	V _e [l]	P _i [kg]	R _i [kJ mm m ² · h]
9_33_1	9	2,00	0,330	0,277	1908,084	0,678	1,837	49
30_33_1	30	1,70	0,330	0,273	1856,574	11,589	31,406	48
40_33_2	40	2,10	0,330	0,268	1834,455	17,769	48,154	47

Tableau C. 2.2 : Résultats des essais de ruissellement préliminaires.

Annexe D.1 RESULTATS DE L'ANALYSE STATISTIQUE DES DONNEE SUR L'ALLUVIONNEMENT DES RETENUES ALPINES SUISSES

Annexe D.1.1 Modèle a)

Le modèle d'érosion a) est exprimé par l'équation suivante :

$$V_A = 1.633 \cdot H_{\text{été}} + 12.710 \cdot SE + 25.059 \cdot SV - 2142 \dots\dots\dots (D.1.1)$$

avec : V_A : volume spécifique de l'apport annuel en sédiments
[m³ km⁻² an⁻¹]

$H_{\text{été}}$: hauteur des précipitations moyenne tombé entre juin et
septembre [mm]

SE : pourcentage de la surface du bassin versant constituée de sols
érodibles (classification selon la carte d'aptitude des sols) [%]

SV : pourcentage de la surface du bassin versant sans couvert végétal
[%]

Le coefficient de corrélation de cet ajustement est égal à 0.758.

Nom du lac	Pluie en été [mm]	Sols érodibles (glaciers exclus) [%]	Surface sans végétation [%]	Perte en terre spécifique	
				mesurée [m ³ km ⁻² an ⁻¹]	calculée [m ³ km ⁻² an ⁻¹]
Les Toules	330	41.8	40.3	44	-63
Ferden	332	35.0	62.2	108	403
Solis	508	40.1	28.0	109	-103
Rossinière	565	63.7	13.9	125	-61
Rempen	753	92.0	1.8	181	302
Sufers	637	62.1	28.8	189	410
Wägital	938	51.4	9.4	279	278
Malvaglia	643	35.2	39.8	383	352
La Fouly	552	38.7	49.3	407	486
Paliù	490	32.3	76.1	476	975
Mattsand	251	35.2	75.6	526	610
Mattmark	247	36.5	75.0	721	603
Grimsel	559	0.0	85.7	911	916
Räterichsboden	559	33.2	79.0	912	1170
Luzzone	587	68.0	42.9	975	756
Dixence	326	67.9	72.5	1136	1070
Göscheneralp	518	55.7	81.3	1267	1449
Mauvoisin	388	59.8	82.6	1478	1321
Gebidem	573	26.3	90.6	2048	1398

Tableau D. 1.1 : Valeurs des variables et résultats de calcul pour le modèle a).

Annexe D.1.2 Modèle b)

Le modèle d'érosion b) est exprimé par l'équation suivante :

$$V_A = 1.719 \cdot H_{\text{été}} + 12.576 \cdot SE + 25.043 \cdot SV - 45.456 \cdot \Delta L_G - 2196 \dots\dots\dots (D.1.2)$$

avec : V_A : volume spécifique de l'apport annuel en sédiments
[m³ km⁻² an⁻¹]

$H_{\text{été}}$: hauteur des précipitations moyenne tombé entre juin et septembre [mm]

SE : pourcentage de la surface du bassin versant constituée de sols érodibles (classification selon la carte d'aptitude des sols) [%]

SV : pourcentage de la surface du bassin versant sans couvert végétal [%]

ΔL_G : changement annuel de la longueur des glaciers par rapport à leur longueur totale [%]

Le coefficient de corrélation de cet ajustement est égal à 0.745.

Nom du lac	Pluie en été [mm]	Surfaces sans végétation [%]	Sols érodibles (glaciers exclus) [%]	Retrait annuel moyen relatif [%]	Perte en terre spécifique	
					mesurée $\left[\frac{\text{m}^3}{\text{km}^2 \cdot \text{an}} \right]$	calculée $\left[\frac{\text{m}^3}{\text{km}^2 \cdot \text{an}} \right]$
Les Toules	330	40.3	41.8	0.0	44	-94
Ferden	332	62.2	35.0	0.0	108	375
Solis	508	28.0	40.1	-0.4	109	-101
Rossinière	565	13.9	63.7	0.0	125	-74
Rempen	753	1.8	92.0	0.0	181	302
Sufers	637	28.8	62.1	-0.8	189	441
Wägital	938	9.4	51.4	0.0	279	299
Malvaglia	643	39.8	35.2	0.0	383	349
La Fouly	552	49.3	38.7	0.0	407	474
Palü	490	76.1	32.3	-0.2	476	967
Mattsand	251	75.6	35.2	-0.5	526	594
Mattmark	247	75.0	36.5	-3.0	721	702
Grimsel	559	85.7	0.0	-0.1	911	915
Räterichsboden	559	79.0	33.2	0.0	912	1160
Luzzone	587	42.9	68.0	0.0	975	744
Dixence	326	72.5	67.9	-0.7	1136	1066
Göscheneralp	518	81.3	55.7	-0.2	1267	1441
Mauvoisin	388	82.6	59.8	-0.6	1478	1318
Gebidem	573	90.6	26.3	-0.2	2048	1397

Tableau D. 1.2 : Valeurs des variables et résultats de calcul pour le modèle b).

Annexe D.1.3 Modèle c)

Le modèle d'érosion c) est exprimé par l'équation suivante :

$$V_A = 105.322 \cdot 10^{-9} \cdot SE^{0.097} \cdot SV^{7.206} - 271 \dots\dots\dots (D.1.3)$$

avec : V_A : volume spécifique de l'apport annuel en sédiments
[m³ km⁻² an⁻¹]

SE : pourcentage de la surface du bassin versant constituée de sols érodibles (classification selon la carte d'aptitude des sols) [%]

SV : pourcentage de la surface du bassin versant sans couvert végétal [%]

Le coefficient de corrélation de cet ajustement est égal à 0.765.

Nom du lac	Surface sans végétation [%]	Sols érodibles (glaciers exclus) [%]	Perte en terre spécifique	
			mesurée [m ³ km ⁻² an ⁻¹]	calculée [m ³ km ⁻² an ⁻¹]
Les Toules	40.3	41.8	44	276
Ferden	62.2	35.0	108	396
Solis	28.0	40.1	109	271
Rossinière	13.9	63.7	125	271
Rempen	1.8	92.0	181	271
Sufers	28.8	62.1	189	271
Wägital	9.4	51.4	279	271
Malvaglia	39.8	35.2	383	276
La Fouly	49.3	38.7	407	294
Palü	76.1	32.3	476	805
Mattsand	75.6	35.2	526	784
Mattmark	75.0	36.5	721	753
Grimsel	85.7	0.0	911	843
Räterichsboden	79.0	33.2	912	967
Luzzone	42.9	68.0	975	280
Dixence	72.5	67.9	1136	675
Göscheneralp	81.3	55.7	1267	1174
Mauvoisin	82.6	59.8	1478	1289
Gebidem	90.6	26.3	2048	2109

Tableau D. 1.3 : Valeurs des variables et résultats de calcul pour le modèle c).

Annexe D.1.4 Modèle d)

Le modèle d'érosion d) est exprimé par l'équation suivante :

$$V_A = 566.045 \cdot 10^{-9} \cdot H_{\text{été}}^{0.607} \cdot SE^{0.091} \cdot SV^{6.042} \cdot \Delta L_G^{0.154} - 267 \dots\dots\dots (D.1.4)$$

- avec :
- V_A : volume spécifique de l'apport annuel en sédiments
[m³ km⁻² an⁻¹]
 - $H_{\text{été}}$: hauteur des précipitations moyenne tombé entre juin et septembre [mm]
 - SE : pourcentage de la surface du bassin versant constituée de sols érodibles (classification selon la carte d'aptitude des sols) [%]
 - SV : pourcentage de la surface du bassin versant sans couvert végétal [%]
 - ΔL_G : changement annuel de la longueur des glaciers par rapport à leur longueur totale [%]

Le coefficient de corrélation de cet ajustement est égal à 0.746.

Nom du lac	Pluie en été [mm]	Surfaces sans végétation [%]	Sols érodibles (glaciers exclus) [%]	Retrait annuel moyen relatif [%]	Perte en terre spécifique	
					mesurée $\left[\frac{\text{m}^3}{\text{km}^2 \cdot \text{an}} \right]$	calculée $\left[\frac{\text{m}^3}{\text{km}^2 \cdot \text{an}} \right]$
Les Toules	330	40.3	41.8	0.0	44	273
Ferden	332	62.2	35.0	0.0	108	379
Solis	508	28.0	40.1	0.4	109	268
Rossinière	565	13.9	63.7	0.0	125	267
Rempen	753	1.8	92.0	0.0	181	267
Sufers	637	28.8	62.1	0.8	189	269
Wägital	938	9.4	51.4	0.0	279	267
Malvaglia	643	39.8	35.2	0.0	383	276
La Fouly	552	49.3	38.7	0.0	407	297
Palü	490	76.1	32.3	0.2	476	861
Mattsand	251	75.6	35.2	0.5	526	711
Mattmark	247	75.0	36.5	3.0	721	825
Grimsel	559	85.7	0.0	0.1	911	859
Räterichsboden	559	79.0	33.2	0.0	912	784
Luzzone	587	42.9	68.0	0.0	975	281
Dixence	326	72.5	67.9	0.7	1136	723
Göscheneralp	518	81.3	55.7	0.2	1267	1252
Mauvoisin	388	82.6	59.8	0.6	1478	1333
Gebidem	573	90.6	26.3	0.2	2048	2085

Tableau D. 1.4 : Valeurs des variables et résultats de calcul pour le modèle d).

Annexe D.2 RESULTAT DE L'USLE APPLIQUES AUX CINQ BASSINS VERSANTS VISITES LORS DES CAMPAGNES DE TERRAIN

Annexe D.2.1 Résultats de calcul avec l'USLE classique

Nom du lac	Surface sans végétation [km ²]	V _s mesurés [m ³ an ⁻¹]	Densité [kg m ⁻³]	A mesuré [$\frac{t}{ha \cdot temps}$]	(K _i · S · L) _{moy} [$\frac{t \cdot m^2 \cdot h}{ha \cdot temps \cdot kJ \cdot mm}$]	A calculé [$\frac{t}{ha \cdot temps}$]	$\frac{A_{calculé} - A_{mesuré}}{A_{mesuré}}$ [%]
Gebidem	181.33	443'657	1'489	36.4	1.07	116.3	219%
Göscheneralp	34.63	53'873	1'204	18.7	1.57	203.7	988%
Luzzone	15.86	35'610	1'237	27.8	1.66	184.1	563%
Malvaglia	24.77	21'814	1'261	11.1	1.57	201.4	1'713%
Matimark	27.69	26'693	1'204	11.6	0.99	49.1	323%

Tableau D. 2.1: Résumé des résultats de calcul avec l'USLE pour les cinq bassins versants étudiés.

Annexe D.2.2 Résultats de calcul avec le modèle II

Nom du lac	Surface sans végétation [km ²]	V mesurés [m ³ an ⁻¹]	Densité [kg m ⁻³]	A mesuré $\left[\frac{t}{ha \cdot temps} \right]$	(K ₁ · S · L) _{mo} $\left[\frac{t \cdot m^2 \cdot h}{ha \cdot temps \cdot kJ \cdot mm} \right]$	A calculé $\left[\frac{t}{ha \cdot temps} \right]$	$\frac{A_{calculé} - A_{mesuré}}{A_{mesuré}}$ [%]
Gelidem	181.33	443657	1'489	36.4	0.00210	3.0	-92%
Göscheneralp	34.63	53873	1'204	18.7	0.02200	41.0	119%
Lauzone	15.86	35610	1'237	27.8	0.02100	30.7	10%
Malvaglia	24.77	21814	1'261	11.1	0.00220	4.0	-64%
Mattnark	27.69	26693	1'204	11.6	0.00190	0.8	-93%

Tableau D. 2.2: Résumé des résultats de calcul avec le modèle II pour les cinq bassins versants étudiés.

Annexe D.3 RESULTATS DE LA METHODE DE GAVRILOVIC

Annexe D.3.1 Résultats de la méthode de Gavrilovic en négligeant les surfaces couvertes de glaciers

Nom du lac	ζ	Θ	$\Gamma^{3/2}$ [m ³ km ⁻² mm ⁻¹]	G [m ³ an ⁻¹]	V _S mesuré [m ³ an ⁻¹]	V _S calculé [m ³ an ⁻¹]	$\frac{V_{S \text{ calculé}} - V_{S \text{ mesuré}}}{V_{S \text{ mesuré}}}$ [%]
Gebidem	0.254	0.57	2.22	476'278	443'657	1207'54	-73%
Gröscheneralp	0.414	0.46	2.55	81'480	53'873	33'767	-37%
Luzzzone	0.562	0.70	9.28	436'182	35'610	244'944	588%
Mahreglia	0.477	0.18	5.16	106'231	21'814	50'630	132%
Mattnark	0.304	0.66	5.42	102'112	26'693	31'005	16%

Tableau D. 3.1 : Résumé des résultats de calcul avec la méthode de Gavrilovic pour les cinq bassins versants étudiés en négligeant les surfaces couvertes de glaciers.

Annexe D.3.2 Résultats de la méthode de Gavrilovic en tenant compte des surfaces couvertes de glaciers

Nom du lac	ζ	θ	$I^{0.2}$ [m ³ km ⁻² mm ⁻¹]	G [m ³ an ⁻¹]	V _{S mesuré} [m ³ an ⁻¹]	V _{S calculé} [m ³ an ⁻¹]	$\frac{V_{S\text{ calculé}} - V_{S\text{ mesuré}}}{V_{S\text{ mesuré}}}$ [%]
Gebidem	0.254	0.57	5.709	1225472	443657	310703	-30%
Göscheneralp	0.414	0.46	4.508	144273	53873	59789	11%
Luzzone	0.562	0.70	9.735	457378	35610	256847	621%
Malvaeglia	0.477	0.18	5.246	107912	21814	51431	136%
Mattmark	0.304	0.66	6.825	128456	26693	39005	46%

Tableau D. 3.2: Résumé des résultats de calcul avec la méthode de Gavrilovic pour les cinq bassins versants étudiés en en tenant compte surfaces couvertes de glaciers.

Annexe D.3.3 Résultats de la méthode de Gavrilovic en tenant compte des surfaces couvertes de glaciers avec Π modifié

Nom du lac	ζ	Θ	Γ^{sz} [m ³ km ⁻² mm ⁻¹]	G [m ³ an ⁻¹]	V_s mesuré [m ³ an ⁻¹]	V_s calculé [m ³ an ⁻¹]	$\frac{V_s \text{ calculé} - V_s \text{ mesuré}}{V_s \text{ mesuré}}$ [%]
Gebidem	0.254	0.57	7.444	1'597'993	443'657	405'151	-9%
Göscheneralp	0.414	0.46	5.392	1'72'543	53'873	71'505	33%
Luzzone	0.562	0.70	7.022	329'908	35'610	185'265	420%
Malvaglia	0.477	0.18	4.865	100'079	21'814	47'698	119%
Mattmark	0.304	0.66	6.717	126'439	26'693	38'392	44%

Tableau D. 3.3: Résumé des résultats de calcul avec la méthode de Gavrilovic pour les cinq bassins versants étudiés en tenant compte des surfaces couvertes de glaciers et avec les valeurs du coefficient de résistance du sol modifiées.

Annexe D.4 RESULTATS DE L'USLE APPLIQUEE AUX RESULTATS DES ESSAIS SUR MODELE

Annexe D.4.1 USLE classique

Le modèle d'érosion de l'USLE est exprimé par les équations suivantes :

$$A = R_1 \cdot K_1 \cdot L \cdot S \dots\dots\dots (D.4.1)$$

où

$$L = (l/l_u)^\lambda \dots\dots\dots (D.4.2)$$

et

$$S = 65.41 \cdot \sin^2(\beta) + 4.56 \cdot \sin(\beta) + 0.065 \dots\dots\dots (D.4.3)$$

- avec :
- A : perte en terre [t ha⁻¹ temps⁻¹]
 - R₁ : facteur d'érosivité [kJ mm m⁻² h⁻¹] (c. f. chapitre 6.1.1 et Annexe C)
 - K₁ : facteur sol [t m² h temps⁻¹ ha⁻¹ kJ⁻¹ mm⁻¹]
 - L : facteur longueur de pente [-]
 - S : facteur pente [-]
 - l : longueur effective de la pente [m]
 - l_u : longueur de la parcelle standard
 - λ : exposant de la longueur de pente (λ = 0.5, si φ < 5.7 °; λ = 0.6, si β > 5.7 °)
 - β : pente du plan [degré].

Le coefficient de corrélation est de 0.588 avec une valeur de K₁ de 0.014 t m² h ha⁻¹ temps⁻¹ kJ⁻¹ mm⁻¹.

Essai N°	A _{mesuré} [t ha ⁻¹ temps ⁻¹]	R ₁ [kJ mm m ⁻² h]	L [-]	S [-]	A _{calculé} [t ha ⁻¹ temps ⁻¹]
9_60_2	2.59	99	0.44	1	0.63
9_90_2	6.21	174	0.44	1	1.10
9_140_2B	14.75	395	0.44	1	2.49
4D	20.70	76	0.37	7	2.74
5D	5.56	174	0.37	7	6.31
6D	18.51	412	0.37	7	14.98
7C	3.65	79	0.37	11	4.58
8C	9.29	179	0.37	11	10.35
9C	29.51	415	0.37	11	23.99
10C	1.78	78	0.37	15	6.35
10D	2.42	68	0.37	15	5.56
11D	8.10	168	0.37	15	13.69
11E	8.22	170	0.37	15	13.84

Tableau D. 4.1 : Résultats de calcul de l'USLE classique appliquée aux essais en laboratoire.

Annexe D.4.2 Modèle I

Le modèle I est basé sur l'USLE et s'écrit :

$$A = K_1 \cdot L \cdot \left\{ -0.832 \cdot \sin^{0.00002}(\beta) \cdot (H \cdot I)^{1.71745} + 2.79 \cdot 10^6 \cdot \sin^{0.00002}(\beta) + 0.901 \cdot 10^6 \cdot \sin(\beta) \cdot (H \cdot I)^{1.71745} \dots\dots\dots (D.4.4) - 306 \cdot \sin(\beta) + 0.832 \cdot (H \cdot I)^{1.71745} - 2.78 \cdot 10^6 \right\}$$

- avec :
- A : perte en terre [t ha⁻¹ temps⁻¹]
 - K₁ : facteur sol [t m² h temps⁻¹ ha⁻¹ kJ⁻¹ mm⁻¹]
 - L : facteur longueur de pente calculé selon l'équation (D.4.2) [-]
 - H : hauteur de l'arrosage [mm]
 - I : intensité de l'arrosage [mm h⁻¹]
 - β : pente du plan [degré].

La valeur admise pour le facteur d'érodibilité K₁ est de 0.16 t m² h temps⁻¹ ha⁻¹ kJ⁻¹ mm⁻¹ comme calculé au chapitre 6.1.5.

Le coefficient de corrélation est de 0.995.

Essai N°	A _{mesuré} [t ha ⁻¹ temps ⁻¹]	A _{calculé} [t ha ⁻¹ temps ⁻¹]
9_60_2	2.58	2.98
9_90_2	6.19	5.60
9_140_2B	14.71	14.83
4D	2.15	2.89
5D	5.77	6.02
6D	19.19	19.32
7C	3.91	3.04
8C	9.93	8.87
9C	31.56	31.49
10C	1.98	2.89
10D	2.69	1.94
11D	8.99	9.28
11E	9.13	9.62

Tableau D. 4.2 : Résultats de calcul du modèle II basé sur l'USLE.

Annexe D.4.3 Modèle II

Le modèle II est basé sur l'USLE et décrit par l'équation ci-dessous :

$$A = K_1 \cdot L \cdot \left\{ -4.78 \cdot 10^3 \cdot \sin^{0.00004}(\beta) \cdot R_t^{1.54814} + 0.116 \cdot \sin(\beta) \cdot R_t^{1.54814} + 4.78 \cdot 10^3 \cdot R_t^{1.54814} \right\} \dots\dots\dots (D.4.5)$$

avec : A : perte en terre [t ha⁻¹ temps⁻¹]

R_t : facteur d'érosivité [kJ mm m² h⁻¹] (c. f. chapitre 6.1.1 et Annexe C)

K₁ : facteur sol [t m² h temps⁻¹ ha⁻¹ kJ⁻¹ mm⁻¹]

L : facteur longueur de pente calculé selon l'équation (D.4.2) [-]

β : pente du plan [degré].

La valeur admise pour le facteur d'érodibilité K₁ est de 0.16 t m² h temps⁻¹ ha⁻¹ kJ⁻¹ mm⁻¹ comme calculé au chapitre 6.1.5.

Le coefficient de corrélation est de 0.984.

Essai N°	A _{mesuré} [t ha ⁻¹ temps ⁻¹]	R _t [kJ mm m ⁻² h]	A _{calculé} [t ha ⁻¹ temps ⁻¹]
9_60_2	2.58	99	1.27
4D	2.15	174	1.44
7C	3.91	395	2.51
10C	1.98	76	3.24
10D	2.69	174	2.14
9_90_2	6.19	412	4.69
5D	5.77	79	5.41
8C	9.93	179	8.94
11D	8.99	415	9.97
11E	9.13	78	10.31
9_140_2B	14.71	68	15.23
6D	19.19	168	20.05
9C	31.56	170	30.71

Tableau D. 4.3 : Résultats de calcul du modèle II basé sur l'USLE.

Annexe D.4.4 USLE, modèles I et II appliqués aux essais de Viani et de F. Graf

Essai N°	$A_{\text{mesuré}}$ $\left[\frac{t}{\text{ha} \cdot \text{temps}} \right]$	USLE classique		Modèle I		Modèle II	
		K_I $\left[\frac{t \cdot m^2 \cdot h}{\text{ha} \cdot \text{temps} \cdot kJ \cdot mm} \right]$	$A_{\text{calculé}}$ $\left[\frac{t}{\text{ha} \cdot \text{temps}} \right]$	K_I [°]	$A_{\text{calculé}}$ $\left[\frac{t}{\text{ha} \cdot \text{temps}} \right]$	K_I [°]	$A_{\text{calculé}}$ $\left[\frac{t}{\text{ha} \cdot \text{temps}} \right]$
V1	0.058	0.149	0.834	0.382	1.950	0.569	0.352
V10	3.067	0.149	4.029	0.382	5.260	0.569	4.036
V11	4.700	0.149	5.636	0.382	8.028	0.569	6.787
V12	6.592	0.149	7.244	0.382	11.431	0.569	10.009
V2	0.267	0.149	0.971	0.382	2.021	0.569	0.446
V3	0.588	0.149	1.111	0.382	2.101	0.569	0.550
V4	0.950	0.149	1.249	0.382	2.187	0.569	0.658
V5	0.875	0.149	2.520	0.382	3.297	0.569	1.952
V6	1.675	0.149	3.357	0.382	4.307	0.569	3.044
V7	2.779	0.149	4.202	0.382	5.527	0.569	4.308
V8	3.821	0.149	5.040	0.382	6.924	0.569	5.708
V9	1.500	0.149	2.411	0.382	3.182	0.569	1.823
V13	1.433	0.149	2.551	0.382	5.102	0.569	0.249
V14	2.283	0.149	2.976	0.382	5.155	0.569	0.316
V15	2.829	0.149	3.401	0.382	5.214	0.569	0.388
V16	3.642	0.149	3.826	0.382	5.279	0.569	0.466
V17	0.433	0.149	4.786	0.382	5.445	0.569	0.659
V18	1.538	0.149	6.386	0.382	5.777	0.569	1.030
V19	3.225	0.149	7.971	0.382	6.172	0.569	1.452
V2.1	0.832	0.149	4.246	0.382	5.348	0.569	0.548
V2.10	0.508	0.149	4.277	0.382	5.354	0.569	0.554
V2.11	0.763	0.149	4.677	0.382	5.425	0.569	0.636
V2.12	1.117	0.149	6.592	0.382	5.825	0.569	1.082
V2.17	0.608	0.149	3.642	0.382	5.250	0.569	0.432
V2.18	0.968	0.149	5.130	0.382	5.510	0.569	0.734
V2.19	1.203	0.149	5.602	0.382	5.606	0.569	0.841
V2.2	1.560	0.149	5.984	0.382	5.687	0.569	0.931
V2.20	1.905	0.149	7.911	0.382	6.156	0.569	1.435
V2.3	1.753	0.149	6.545	0.382	5.814	0.569	1.070
V2.4	2.680	0.149	9.229	0.382	6.529	0.569	1.822
V2.9	0.403	0.149	3.038	0.382	5.163	0.569	0.326
V20	5.242	0.149	9.571	0.382	6.633	0.569	1.927
V21	2.417	0.149	5.572	0.382	5.600	0.569	0.834
V22	4.925	0.149	9.294	0.382	6.549	0.569	1.842
V23	7.842	0.149	12.993	0.382	7.811	0.569	3.094
V24	11.083	0.149	16.716	0.382	9.374	0.569	4.569

Tableau D. 4.4 : Résultats de l'USLE et des modèles I et II pour les essais de Viani.

Annexe D.4.5 USLE, modèles I et II appliqués aux essais de Viani et de Graf (Suite)

Essai N°	$A_{\text{mesuré}}$ $\left[\frac{t}{\text{ha} \cdot \text{temps}} \right]$	USLE classique		Modèle I		Modèle II	
		K_I $\left[\frac{t \cdot m^2 \cdot h}{\text{ha} \cdot \text{temps} \cdot kJ \cdot mm} \right]$	$A_{\text{calculé}}$ $\left[\frac{t}{\text{ha} \cdot \text{temps}} \right]$	K_I [°]	$A_{\text{calculé}}$ $\left[\frac{t}{\text{ha} \cdot \text{temps}} \right]$	K_I [°]	$A_{\text{calculé}}$ $\left[\frac{t}{\text{ha} \cdot \text{temps}} \right]$
V2.13	1.960	0.149	9.354	0.382	5.478	0.569	0.369
V2.14	2.465	0.149	10.257	0.382	5.515	0.569	0.425
V2.15	2.608	0.149	15.640	0.382	5.785	0.569	0.818
V2.16	4.583	0.149	19.520	0.382	6.028	0.569	1.152
V2.21	3.228	0.149	11.236	0.382	5.558	0.569	0.490
V2.22	3.723	0.149	12.320	0.382	5.609	0.569	0.565
V2.23	4.800	0.149	18.758	0.382	5.977	0.569	1.083
V2.24	6.722	0.149	23.424	0.382	6.309	0.569	1.528
V2.5	4.662	0.149	13.119	0.382	5.648	0.569	0.623
V2.6	5.107	0.149	14.384	0.382	5.715	0.569	0.718
V2.7	6.863	0.149	21.875	0.382	6.193	0.569	1.374
V2.8	9.122	0.149	27.328	0.382	6.627	0.569	1.940
V25	1.267	0.149	6.476	0.382	5.376	0.569	0.209
V26	2.329	0.149	7.548	0.382	5.411	0.569	0.265
V27	3.850	0.149	8.642	0.382	5.450	0.569	0.326
V28	5.683	0.149	9.714	0.382	5.492	0.569	0.391
V29	8.667	0.149	12.863	0.382	5.635	0.569	0.604
V30	13.583	0.149	17.135	0.382	5.874	0.569	0.942
V31	18.604	0.149	21.452	0.382	6.162	0.569	1.333
V32	23.604	0.149	25.725	0.382	6.492	0.569	1.766
V33	8.792	0.149	12.599	0.382	5.622	0.569	0.585
V34	17.308	0.149	21.019	0.382	6.131	0.569	1.292
V35	26.717	0.149	29.439	0.382	6.813	0.569	2.177
V36	35.925	0.149	37.859	0.382	7.652	0.160	3.650
G.K2	21.81	0.014	9.898	0.160	4.088	0.160	3.650
G.K3	17.34	0.014	9.898	0.160	4.088	0.160	3.650

Tableau D. 4.5 : Résultats de l'USLE et des modèles I et II pour les essais de Viani et de F. Graf.

Le coefficient de corrélation est de 0.628 pour l'USLE classique, de 0.334 pour le modèle I et de 0.349 pour le modèle II.

Annexe D.4.6 Facteur de pente déduit du modèle II

Le modèle II (c. f. équation (D.4.5) peut également être écrit de la manière suivante :

$$A = K_1 \cdot L \cdot R_1^{1.54814} \cdot \underbrace{\left\{ -4.78 \cdot 10^3 \cdot \sin^{0.00004}(\beta) + 0.116 \cdot \sin(\beta) + 4.78 \cdot 10^3 \right\}}_S \dots\dots\dots (D.4.6)$$

- avec : A : perte en terre [t ha⁻¹ temps⁻¹]
- R₁ : facteur d'érosivité [kJ mm m⁻² h⁻¹]
- K₁ : facteur sol [t m² h temps⁻¹ ha⁻¹ kJ⁻¹ mm⁻¹]
- L : facteur longueur de pente calculé selon l'équation (D.4.2) [-]
- β : pente du plan [degré]
- S : nouveau facteur de pente [-]

De cette manière, un facteur de pente différent de celui de l'USLE classique (équation (D.4.3)) a été défini. Le nouveau facteur de pente est exprimé par l'équation ci-dessous :

$$S = -4.78 \cdot 10^3 \cdot \sin^{0.00004}(\varphi) + 0.116 \cdot \sin(\varphi) + 4.78 \cdot 10^3 \dots\dots\dots (D.4.7)$$

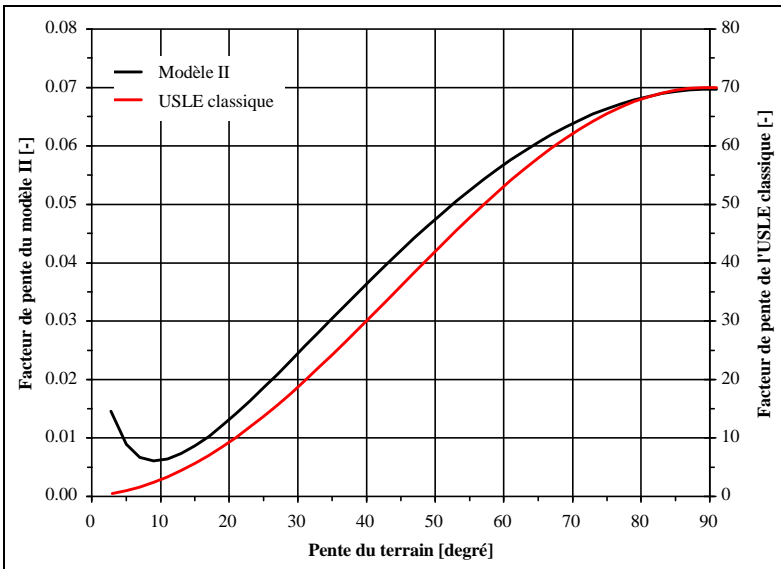


Figure D. 4.6 : Comparaison entre le facteur de pente de l'USLE classique (équation (D.4.3)) et le facteur de pente défini sur la base du modèle II (équation (D.4.7)).

Annexe D.5 **RESULTATS DE L'USLE MODIFIEE APPLIQUEE AUX RESULTATS DES ESSAIS SUR MODELE**

Annexe D.5.1 **USLE modifiée ajustée aux essais de ruissellement**

L'ajustement de l'USLE modifié aux essais de ruissellement donne l'équation suivante :

$$P_{s_{\text{spéc}}} = 0.666 \cdot K_1 \cdot x^2 \cdot \sin^{2.533}(\beta) \cdot q_p^{1/3} \cdot H_r \dots\dots\dots (D.5.1)$$

avec : $P_{s_{\text{spéc}}}$: masse spécifique des sédiments érodés [kg m^{-1}]

K_1 : érodibilité du sol en admettant une sensibilité moyenne à l'érosion en rigoles [$\text{t m}^2 \text{ h temps}^{-1} \text{ ha}^{-1} \text{ kJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$]

x : distance, ici longueur du plan [m]

β : pente du plan [degré]

q_p : débit de pointe spécifique du ruissellement [mm h^{-1}]

H_r : hauteur de ruissellement [mm]

L'érodibilité du sol a été admis à $0.16 \text{ t m}^2 \text{ h ha}^{-1} \text{ temps}^{-1} \text{ kJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$.

Le coefficient de corrélation est de 0.885.

Essai N°	$P_{s_{\text{spéc}}}$ mesuré [kg m^{-1}]	$P_{s_{\text{spéc}}}$ calculé [kg m^{-1}]
9_15_1	0.037	0.041
9_35_1	0.059	0.156
30_25_1	0.076	1.727
9_33_1	0.459	0.309
30_33_1	7.852	5.723
40_33_2	12.038	10.763
30_15_1	0.117	1.295
9_45_1	0.263	0.295
40_35_2	4.675	6.707
30_35_1	1.140	3.122
30_45_1	4.105	4.491
40_45_2	15.976	9.076

Tableau D. 5.1 : Résultats de l'ajustement de l'USLE modifiée aux essais de ruissellement

Annexe D.5.2 USLE modifiée appliquée au essais de pluie avec R_I comme érosivité de la pluie

Après l'ajustement de l'exposant de la pente à l'aide des résultats des essais de ruissellement le modèle suivant a été ajusté aux essais de pluie en prenant R_I comme érosivité de la pluie :

$$P_{s_{\text{spéc}}} = K_I \cdot \left\{ 1.061 \cdot x^2 \cdot \sin^{2.533}(\beta) \cdot q_p^{1/3} \cdot H_r \right. \\ \left. - 0.016 \cdot x \cdot \sin(\beta) \cdot R_I + 0.013 \cdot R_I \right\} \dots\dots\dots (D.5.2)$$

avec : $P_{s_{\text{spéc}}}$: masse spécifique des sédiments érodés [kg m^{-1}]
 K_I : érodibilité du sol en admettant une sensibilité moyenne à l'érosion en rigoles [$\text{t m}^2 \text{ h temps}^{-1} \text{ ha}^{-1} \text{ kJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$]
 x : distance, ici longueur du plan [m]
 β : pente du plan [degré]
 q_p : débit de pointe spécifique du ruissellement [mm h^{-1}]
 H_r : hauteur de ruissellement [mm]
 R_I : facteur d'érosivité [$\text{kJ mm m}^2 \text{ h}^{-1}$] (c. f. chapitre 6.1.1 et Annexe C)

L'érodibilité du sol a été admis à $0.16 \text{ t m}^2 \text{ h ha}^{-1} \text{ temps}^{-1} \text{ kJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$.

Le coefficient de corrélation est de 0.874.

Essai N°	$P_{s_{\text{spéc}}}$ mesuré [kg m^{-1}]	$P_{s_{\text{spéc}}}$ calculé [kg m^{-1}]
9_60_2	1.112	1.294
9_90_2	2.671	3.005
9_140_2B	6.344	6.421
4D	0.892	1.410
5D	2.393	3.400
6D	7.958	7.748
7C	1.570	2.061
8C	3.993	4.499
40_90_2	3.395	3.422
40_90_3	2.376	3.571
40_90_4	2.446	3.573
9C	12.690	9.526
10C	0.766	2.000
10D	1.042	1.744
11C	0.977	1.225
11D	3.482	4.725
11E	3.535	4.500

Tableau D. 5.2 : Résultats de l'ajustement de l'USLE modifiée aux essais de pluie avec R_I comme érosivité de la pluie.

Annexe D.5.3 USLE modifiée appliquée au essais de pluie avec $H \cdot I$ comme érosivité de la pluie

Après l'ajustement de l'exposant de la pente à l'aide des résultats des essais de ruissellement le modèle suivant a été ajusté aux essais de laboratoire en prenant $H \cdot I$ comme érosivité de la pluie :

$$P_{s_{\text{spéc}}} = K_i \cdot \left\{ 1.061 \cdot x^2 \cdot \sin^{2.533}(\beta) \cdot q_p^{1/3} \cdot H_r - 41.9 \cdot 10^{-3} \cdot x \cdot \sin(\beta) \cdot H \cdot I + 35.3 \cdot 10^{-3} \cdot H \cdot I \right\} \dots\dots\dots (D.5.3)$$

- avec : $P_{s_{\text{spéc}}}$: masse spécifique des sédiments érodés [kg m^{-1}]
 K_i : érodibilité du sol en admettant une sensibilité moyenne à l'érosion en rigoles [$\text{t m}^2 \text{ h temps}^{-1} \text{ ha}^{-1} \text{ kJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$]
 x : distance, ici longueur du plan [m]
 β : pente du plan [degré]
 q_p : débit de pointe spécifique du ruissellement [mm h^{-1}]
 H_r : hauteur de ruissellement [mm]
 H : hauteur de l'arrosage [mm]
 I : intensité de l'arrosage [mm h^{-1}]

L'érodibilité du sol a été admis à $0.16 \text{ t m}^2 \text{ h ha}^{-1} \text{ temps}^{-1} \text{ kJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$.

Le coefficient de corrélation est de 0.874.

Essai N°	$P_{s_{\text{spéc}}}$ mesuré [kg m^{-1}]	$P_{s_{\text{spéc}}}$ calculé [kg m^{-1}]
9_60_2	1.112	1.294
9_90_2	2.671	3.005
9_140_2B	6.344	6.421
4D	0.892	1.410
5D	2.393	3.400
6D	7.958	7.748
7C	1.570	2.061
8C	3.993	4.499
40_90_2	3.395	3.422
40_90_3	2.376	3.571
40_90_4	2.446	3.573
9C	12.690	9.526
10C	0.766	2.000
10D	1.042	1.744
11C	0.977	1.225
11D	3.482	4.725
11E	3.535	4.500

Tableau D. 5.3 : Résultats de l'ajustement de l'USLE modifiée aux essais de pluie avec $H \cdot I$ comme érosivité de la pluie.

Annexe D.5.4 USLE modifiée appliquée au essais de Viani et de F. Graf

Essai No	$P_{s,spéc} \text{ mesuré}$ [kg m ⁻¹]	Erosivité de la Pluie = R_I		Erosivité de la pluie = $H \cdot I$	
		K_I $\left[\frac{t \cdot m^2 \cdot h}{ha \cdot temps \cdot kJ \cdot mm} \right]$	$P_{s,spéc} \text{ calculé}$ [kg m ⁻¹]	K_I $\left[\frac{t \cdot m^2 \cdot h}{ha \cdot temps \cdot kJ \cdot mm} \right]$	$P_{s,spéc} \text{ calculé}$ [kg m ⁻¹]
V1	0.035	0.313	0.436	0.285	0.436
V10	1.840	0.313	2.108	0.285	2.108
V11	2.820	0.313	2.948	0.285	2.948
V12	3.955	0.313	3.789	0.285	3.789
V2	0.160	0.313	0.508	0.285	0.508
V3	0.353	0.313	0.581	0.285	0.581
V4	0.570	0.313	0.653	0.285	0.653
V5	0.525	0.313	1.318	0.285	1.318
V6	1.005	0.313	1.756	0.285	1.756
V7	1.668	0.313	2.198	0.285	2.198
V8	2.293	0.313	2.636	0.285	2.636
V9	0.900	0.313	1.261	0.285	1.261
V13	0.860	0.313	0.524	0.285	0.524
V14	1.370	0.313	0.611	0.285	0.611
V15	1.698	0.313	0.698	0.285	0.698
V16	2.185	0.313	0.785	0.285	0.785
V17	0.260	0.313	0.982	0.285	0.982
V18	0.923	0.313	1.311	0.285	1.311
V19	1.935	0.313	1.636	0.285	1.636
V2.1	0.499	0.313	0.872	0.285	0.872
V2.10	0.305	0.313	0.878	0.285	0.878
V2.11	0.458	0.313	0.960	0.285	0.960
V2.12	0.670	0.313	1.353	0.285	1.353
V2.17	0.365	0.313	0.748	0.285	0.748
V2.18	0.581	0.313	1.053	0.285	1.053
V2.19	0.722	0.313	1.150	0.285	1.150
V2.2	0.936	0.313	1.228	0.285	1.228
V2.20	1.143	0.313	1.624	0.285	1.624
V2.3	1.052	0.313	1.343	0.285	1.343
V2.4	1.608	0.313	1.894	0.285	1.894
V2.9	0.242	0.313	0.624	0.285	0.624
V20	3.145	0.313	1.965	0.285	1.965
V21	1.450	0.313	1.144	0.285	1.144
V22	2.955	0.313	1.908	0.285	1.908
V23	4.705	0.313	2.667	0.285	2.667
V24	6.650	0.313	3.431	0.285	3.431

Tableau D. 5.4 : Résultats de l'USLE modifiée pour les essais de Viani et F. Graf avec R_I ou $H \cdot I$ comme érosivité de la pluie.

Annexe D.5.5 USLE modifiée appliquée au essais de Viani et de F. Graf (Suite)

Essai No	$P_{s,spéc} \text{ mesuré}$ [kg m ⁻¹]	Erosivité de la Pluie = R_I		Erosivité de la pluie = $H \cdot I$	
		K_I $\left[\frac{t \cdot m^2 \cdot h}{ha \cdot \text{temps} \cdot kJ \cdot mm} \right]$	$P_{s,spéc} \text{ calculé}$ [kg m ⁻¹]	K_I $\left[\frac{t \cdot m^2 \cdot h}{ha \cdot \text{temps} \cdot kJ \cdot mm} \right]$	$P_{s,spéc} \text{ calculé}$ [kg m ⁻¹]
V2.13	1.176	0.313	0.529	0.285	0.529
V2.14	1.479	0.313	0.580	0.285	0.580
V2.15	1.565	0.313	0.885	0.285	0.885
V2.16	2.750	0.313	1.105	0.285	1.105
V2.21	1.937	0.313	0.636	0.285	0.636
V2.22	2.234	0.313	0.697	0.285	0.697
V2.23	2.880	0.313	1.062	0.285	1.062
V2.24	4.033	0.313	1.326	0.285	1.326
V2.5	2.797	0.313	0.742	0.285	0.742
V2.6	3.064	0.313	0.814	0.285	0.814
V2.7	4.118	0.313	1.238	0.285	1.238
V2.8	5.473	0.313	1.547	0.285	1.547
V25	0.760	0.313	0.367	0.285	0.367
V26	1.398	0.313	0.427	0.285	0.427
V27	2.310	0.313	0.489	0.285	0.489
V28	3.410	0.313	0.550	0.285	0.550
V29	5.200	0.313	0.728	0.285	0.728
V30	8.150	0.313	0.970	0.285	0.970
V31	11.163	0.313	1.214	0.285	1.214
V32	14.163	0.313	1.456	0.285	1.456
V33	5.275	0.313	0.713	0.285	0.713
V34	10.385	0.313	1.190	0.285	1.190
V35	16.030	0.313	1.666	0.285	1.666
V36	21.555	0.313	2.143	0.285	2.143
G.K2	3.271	0.160	0.574	0.160	0.574
G.K3	2.601	0.160	0.574	0.160	0.574

Tableau D. 5.5 : Résultats de l'USLE modifiée pour les essais de Viani et F. Graf avec R_I ou $H \cdot I$ comme érosivité de la pluie.

Il a été admis que le sol est moyennement sensible à l'érosion en rigole. Par conséquent K_I est égal à K_r .

Le coefficient de corrélation est de 0.147 pour les deux variantes de l'USLE modifiée.

Annexe D.6 RESULTATS DU MODELE D'EROSION DE L'ONDE CINEMATIQUE

Annexe D.6.1 Méthode du simplex (Nelder et Mead, 1965)

L'objectif est de minimiser une fonction à N variables. X_0, X_1, \dots, X_N sont les (N+1) points formant un simplexe dans l'espace à N dimension. Y_i est la valeur de la fonction à optimiser au point X_i et :

$$Y_{\max} = \max (Y_i) \dots\dots\dots (D.6.1)$$

ainsi que

$$Y_{\min} = \min (Y_i) \dots\dots\dots (D.6.2)$$

Le point \bar{X} est le centre de gravité du simplexe X_i . Ensuite, une projection est défini comme suit :

$$X^* = (1 + a) \cdot \bar{X} - a \cdot X_{\max} \dots\dots\dots (D.6.3)$$

- avec : X^* : point projeté à l'extérieur du simplexe sur la ligne $\bar{X}X_{\max}$
- a : constante de projection, dont la valeur a été choisi égal à 1
- X_{\max} : point du simplexe ou $Y_i = Y_{\max}$

Une extension est définie comme :

$$X^{**} = (1 - c) \cdot \bar{X} + c \cdot X^* \dots\dots\dots (D.6.4)$$

- avec : X^{**} : point projeté à l'extérieur du simplexe sur la ligne $\bar{X}X_{\max}$
- b : constante d'extension, dont la valeur supérieure à l'unité a choisi égal à 2

Une contraction est définie comme :

$$X^{***} = (1 - b) \cdot \bar{X} + b \cdot X_{\max} \dots\dots\dots (D.6.5)$$

- avec : X^{***} : point projeté à l'intérieur du simplexe sur la ligne $\bar{X}X_{\max}$
- b : constante de contraction, dont la valeur inférieure à l'unité a choisi égal à 0.5

La méthode d'optimisation proposée par Nelder et Mead (1965) est représentée sur la Figure D. 6.1.

Le simplexe initial régulier est composé selon la méthode proposée par Spendley et al. (1962) à partir d'un point d'origine X_0 . La matrice \mathbf{X} à (N+1) lignes et N colonnes :

$$\mathbf{X} = \begin{bmatrix} X_0^1 & X_0^2 & X_0^3 & \dots & X_0^N \\ X_0^1 + d & X_0^2 + e & X_0^3 + e & \dots & X_0^N + e \\ X_0^1 + e & X_0^2 + e & X_0^3 + e & \dots & X_0^N + e \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ X_0^1 + e & X_0^2 + e & X_0^3 + e & \dots & X_0^N + d \end{bmatrix} \dots\dots\dots (D.6.6)$$

où

$$d = \frac{1}{N\sqrt{2}} \{ (N-1) + \sqrt{N+1} \} \dots\dots\dots (D.6.7)$$

et

$$e = \frac{1}{N\sqrt{2}} \{ \sqrt{N+1} - 1 \} \dots\dots\dots (D.6.8)$$

avec : X : matrice dont les (N+1) lignes représentent les N coordonnées des (N+1) points du simplexe

X_0^i : coordonnée i du point d'origine X_0

d, e : constante définies par les équations (D.6.7) et (D.6.9)

Si l'échelle choisie pour chacune N variables n'est pas la même, les constante d et e peuvent être multiplié par une constante différente dans chaque colonne de la matrice. Cette constante est égale à l'unité de la variable correspondante à la colonne.

Pour le modèle d'érosion de l'onde cinématique, les unités suivantes ont été choisies :

- 1 pour le coefficient de rugosité;
- 10^{-4} pour le taux d'infiltration initial;
- 10^{-2} pour la constante de l'équation de Horton;
- 5 à 10 pour le coefficient de transport;
- 1 pour l'érodibilité du sol.

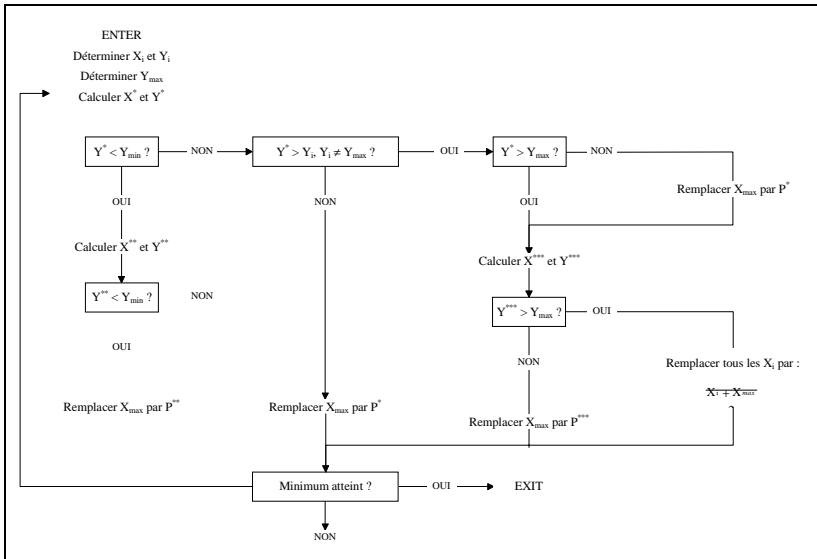


Figure D. 6.1 : Méthode du simplexe (Nelder et Mead, 1965).

Annexe D.6.2 Calage du modèle de l'onde cinématique avec les résultats des essais avec pluie

Essai N°	V_S mesuré [l]	V_S calculé [l]	$\frac{V_{S,mesuré} - V_{S,calculé}}{V_{S,calculé}}$ [%]	B [kg s ⁻¹ m ⁻² s]	K _I [kg m ⁻³]	K _R [kg m ⁻¹]	C _{Strickler} [m ^{1/3} s ⁻¹]	I _{r0} [m s ⁻¹]	I _{crit} [m s ⁻¹]	f [s ⁻¹]
990.2	2.020	2.041	1.1	2.816	0.256	0.274	1.796	$4.24 \cdot 10^3$	$2.40 \cdot 10^6$	$3.94 \cdot 10^3$
6D	5.877	5.919	0.7	12.244	0.279	0.298	1.679	$4.47 \cdot 10^3$	$4.23 \cdot 10^6$	$4.89 \cdot 10^3$
8C	2.972	2.924	-1.6	8.439	0.679	1.121	1.443	$2.11 \cdot 10^3$	$2.94 \cdot 10^6$	$9.60 \cdot 10^3$
11E	2.678	2.557	-4.5	10.400	1.110	4.560	1.679	$6.36 \cdot 10^3$	$5.23 \cdot 10^6$	$1.24 \cdot 10^2$
Moyenne				-	-	-	1.649	$5.12 \cdot 10^3$	-	$1.19 \cdot 10^2$

Tableau D. 6.2 : Résultats du calage du modèle de l'onde cinématique à l'aide des résultats des essais en laboratoire avec pluie.

Annexe D.6.3 Résultats du modèle de l'onde cinématique modifié

Le modèle d'érosion de l'onde cinématique modifié s'écrit :

$$\frac{\partial(C_s \cdot y)}{\partial t} + \frac{\partial(C_s \cdot q)}{\partial x} = K_i' \cdot I^2 + K_r \cdot \left\{ B' \cdot q^2 \cdot \sqrt{\sin(\beta)} - C_s \cdot q \right\} \dots\dots\dots (D.6.9)$$

avec : C_s : concentration en sédiments [kg m⁻³]
 y : profondeur de l'écoulement local [m]
 t : temps [s]
 q : débit de ruissellement spécifique [m³ m⁻¹ s⁻¹]
 x : distance [m]
 K_i' : érodibilité de pluie du sol [kg s⁻¹ m⁻⁴]
 K_r : érodibilité de ruissellement du sol [m⁻¹]
 B : coefficient de transport solide modifié [kg s m⁻⁵]
 β : pente [degré]

Le calage des paramètres hydraulique (cf. annexe D.6.3) et d'érosion donne les résultats suivants :

Rugosité : $C_{\text{Strickler}}$ = 1.65 [m^{1/3} s⁻¹]
 (cf. annexe D.6.3)
 Infiltration : I_{f0} = 5.12 · 10⁻⁵ [m s⁻¹]
 f = 1.19 · 10⁻² [s⁻¹]
 (cf. annexe D.6.3)
 Erodibilité : K_i' = 90 · 10⁻² [kg s m⁻⁴]
 K_r = 800 [m⁻¹]
 Coefficient de transport : B = 146'000 [kg s⁻¹ m⁻⁵]

Essai N°	V_s [l]	V_s calculé [l]	$V_{s \text{ calculé}} - V_{s \text{ mesuré}}$	$I_{f \text{ crit}}$ [m s ⁻¹]
			$V_{s \text{ mesuré}}$ [%]	
9_60_2	0.824	0.738	-10.5	2.69 10 ⁻⁶
9_90_2	2.020	1.977	-2.1	2.40 10 ⁻⁶
9_140_2B	4.665	4.516	-3.2	2.56 10 ⁻⁶
Essai 4D	0.590	0.937	58.6	4.20 10 ⁻⁶
Essai 5D	1.749	2.807	60.5	3.71 10 ⁻⁶
Essai 6D	5.877	7.165	21.9	4.23 10 ⁻⁶
Essai 7C	1.028	1.237	20.4	3.40 10 ⁻⁶
Essai 8C	2.972	3.398	14.3	2.94 10 ⁻⁶
Essai 9C	9.338	7.594	-18.7	4.51 10 ⁻⁶
Essai 10D	0.727	0.777	6.9	3.93 10 ⁻⁶
Essai 10C	0.565	0.894	58.3	5.57 10 ⁻⁶
Essai 11E	2.678	2.310	-13.7	5.23 10 ⁻⁶

Tableau D. 6.3 : Résultats des simulations des essais de pluie avec le modèle de l'onde cinématique modifié.



ÉCOLE POLYTECHNIQUE
FÉDÉRALE DE LAUSANNE

Prof. Dr A. Schleiss
Laboratoire de constructions hydrauliques - LCH
EPFL, CH-1015 Lausanne
<http://lchwww.epfl.ch>
e-mail: secretariat.lch@epfl.ch