UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

Mémoire présenté à

L'INSTITUT NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

comme exigence partielle

de la

maîtrise ès sciences (eau)

par

Michel Germain

ESSAIS ET ANALYSE D'UN MODÈLE DE PRÉVISION DE L'ÉROSION DES SOLS

Mai 1986

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier vivement monsieur Jean-Pierre Villeneuve pour le support et la direction qu'il m'a offert tout au long de mes deux années d'études à l'INRS-EAU et plus particulièrement lors de la réalisation de ce mémoire.

Je remercie également tous les éducateurs qui m'ont permis d'acquérir la connaissance nécessaire pour ce mémoire.

Je remercie tous les membres de l'INRS-EAU et surtout madame Anne Provencher, et messieurs André Parent et Sylvain Houle. Enfin, je remercie monsieur Claude Bernard du ministère de l'Environnement du Québec pour les conseils prodigués.

RÉSUMÉ

Afin de déterminer s'il y a des problèmes d'érosion des sols agricoles au Québec, quelques agronomes ont réalisé des études de sensibilité avec diverses pratiques culturales. Ces études ne portaient que sur quelques parcelles de terrains et ne visaient qu'un but scientifique ou cognitif.

Cependant, avec le programme d'assainissement des eaux il faut maîtriser des outils assez puissants et pratiques pour déterminer les zones problèmes à l'échelle du Québec. Il ne faut pas oublier que la qualité des eaux en milieu agricole est grandement affectée par la présence de sédiments, d'engrais chimiques, de pesticides et de matière organique provenant des terres agricoles.

La modélisation déterministe est un outil mathématique qui peut permettre de simuler les processus physiques connus qui sont à l'origine de l'érosion et donner éventuellement une image réaliste de la situation.

L'essai d'un de ces modèles sur un bassin versant québécois a été concluant après calibration. La voie à une campagne québécoise de reconnaissance de l'état des sols est donc ouverte.

INTRODUCTION GÉNÉRALE

L'estimation des dégats causés par l'eau aux terres agricoles a fait l'objet d'études approfondies depuis plusieurs décennies. L'avènement de l'informatique permet maintenant d'utiliser ces connaissances pour estimer le taux d'érosion par l'utilisation de modèles déterministes.

L'objet de ce mémoire est de vérifier l'efficacité d'un modèle pour estimer le bilan de transport de masse sur un bassin versant à vocation agricole pour le Québec.

Le mémoire est divisé en six sections qui montrent le cheminement requis pour parvenir à une évaluation la plus objective possible du modèle choisi et qui apparaissent ainsi: (1) Problématique de l'érosion au Québec, (2) Facteurs intervenant sur l'érosion, (3) Les processus qui génèrent l'érosion, (4) Le bilan de masse des sédiments, (5) Le choix et la présentation du modèle ANSWERS et (6) L'essai et la critique du modèle ANSWERS. Les quatre premières sections présentent l'état des connaissances, tandis que les deux dernières décrivent le modèle ANSWERS et présentent les résultats obtenus à l'aide de ce modèle. Plusieurs annexes ont été incluses afin d'approfondir certaines notions et d'apporter une meilleure compréhension des phénomènes reliés à l'érosion aux lecteurs non initiés.

LISTE DES FIGURES

2.2.I	Profil de pente	18
3.1.1	Dynamique de l'eau	28
3.1.2	Courbe d'infiltration pour un sol	31
3.1.3	Saturation de la zone de contrôle	33
3.2.1	"Patron" de ruissellement	48
3.2.2	Profil vertical de vitesse	39
4.1.1	Action de l'eau sur le sol	42
4.1.2	Influence de la granulométrie sur l'érosion	45
4.1.3	Effets limitants sur la charge en sédiments	47
5.1.1	Eléments hydrologiques considérés	57
5.2.1	Structure de fonctionnement du modèle	69
5.2.2	Structure de fonctionnement du modèle	70
6.1a	Bassin de la rivière Du Moulin	75
6.1b	Carte schématique des cultures	76
6.1c	Carte des sols	77
6.2a	Courbe de débits simulée et observée pour l'événement du 25/08/82	88
6.2b	Concentrations observées et simulées en suspension pour l'événement du 25/08/82	89
6.3a	Courbe de débits simulée et observée pour l'événement du 21/07/83	90
6.3b	Concentrations observées et simulées en suspension pour l'événement du 21/07/83	91
6.4a	Courbe de débits simulée et observée pour l'événement du 20/06/84	92
6.4b	Concentrations observées et simulées en suspension pour l'événement du 20/06/84	93
6.5	Charge en sédiments en suspension simulée et observée	96
Annexe 1a	Classes granulométriques des sols	1.3
Annexe 1b	Classes texturales des sols	2.3
Annexe 2.1	Fraction minérale des particules du régolite	2.5
Annexe 2.2	Capacité de rétention en eau des sols	2.5
Annexe 2.3	Schéma d'un profil théorique de sol	2.7
Annexe 2.4	Surface exposée à l'adsorption	2.12
Annexe 2.5	Variation de la porosité avec la granulométrie	2.14
Annexe 2.6	Perméabilité des sols	2.16
Annexe 3.1	Croissance des gouttelettes d'eau	3.2
Annexe 6.1a	Représentation de l'écoulement	6.9
Annexe 6.1b	Identification des vecteurs force	6.10
Annexe 6.1c	Identification des vecteurs force	6.11
Annexe 6.2	Distribution des vitesses verticales	6.15
Annexe 7.1	Effets de la concentration de l'écoulement	7.5

LISTE DES TABLEAUX

2.4.1	Quantité de terre érodée en kg/hectare de 1962 à 1967 sur sols graveleux à Cap-aux-Corbeaux, Charlevoix ...	26
6.1.1a	Influence des paramètres sur l'hydrogramme et sur les sédiments en suspension (augmentation)	81
6.1.1b	Influence des paramètres sur l'hydrogramme et sur les sédiments en suspension (augmentation)	82
6.1.2	Valeurs des paramètres retenus	86
Annexe 3	Tableau 1 - Vitesse de chûte des gouttes de pluie ...	3.3
Annexe 4	Tableau 1 - Estimation des valeurs de K pour diverses textures de sol sous différentes conditions	4.3

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS I
RÉSUMÉ II
INTRODUCTION GÉNÉRALE III
LISTE DES TABLEAUX IV
LISTE DES FIGURES V
TABLE DES MATIÈRES VI

PARTIE 1 - Problématique de l'érosion des sols agricoles du Québec 1

• Introduction 1

1.1 Superficie du Québec affectée 4
1.2 Particularités des sols québécois 8
1.3 Aperçu de l'érosion au Québec 9

PARTIE 2 - Les paramètres de l'érosion 11

• Introduction 11

2.1. La nature du milieu physique 11

2.1.1 Le sol et ses propriétés 11
2.1.2 Érodibilité du sol 13

2.2. Géomorphologie 14

2.3 Le climat et l'énergie des précipitations 20
2.4 Pratiques culturales 21

PARTIE 3 - Dynamique de l'eau 27

• Introduction 27

3.1 L'eau d'infiltration 30
3.2 L'eau de ruissellement 34

PARTIE 4 - L'érosion 41

• Introduction 41

4.1. Le concept de l'érosion 41

Conclusion 50

PARTIE 5 - Les modèles d'érosion 51

• Introduction 51

5.1 Théorie du modèle ANSWERS 54
5.2 Synthèse des relations physiques et mathématiques 59

Conclusion 71

PARTIE 6 - Essai du modèle ANSWERS 73

• Introduction 73

6.1 Application 73

6.1.1 Description du bassin modélisé 73
6.1.2 Collecte et traitement des données 74
6.1.3 Calibration du modèle 83

6.2 Les résultats 87

• Interprétation 87

CONCLUSION GÉNÉRALE 101

1. Discussion 101
2. Bilan et recommandations 104

BIBLIOGRAPHIE 107

ANNEXE 1 - Types de sols rencontrés au Québec 1.1
ANNEXE 2 - Le régolite 2.1
ANNEXE 3 - La pluie 3.1
ANNEXE 4 - L'érosion printanière 4.1
ANNEXE 5 - Equations d'écoulement en milieu poreux 5.1
ANNEXE 6 - Équations d'écoulement à la surface 6.1
ANNEXE 7 - Le détachement, le transport et la sédimentation 7.1
ANNEXE 8 - Les paramètres à la surface 8.1
ANNEXE 9 - Aspects qualitatifs des sédiments 9.1
ANNEXE 10 - Données sur le bassin de la rivière du Moulin 10.1

CHAPITRE 1

PROBLÉMATIQUE DE L'ÉROSION DES SOLS AGRICOLES DU QUÉBEC

INTRODUCTION

Depuis quelques années, quelques chercheurs se sont penchés sur les problèmes de productivité agricole rencontrés dans quelques régions du Québec. Après observation, ces personnes en ont déduit que cette baisse de fertilité était en grande partie due à la déstructuration de l'horizon A du sol, riche en colloïdes organiques, par l'érosion par l'eau. Plusieurs conditions naturelles (facteurs limitants de la description des sols) ou anthropiques ont favorisé un épuisement accéléré des sols. Généralement, cette dégradation du potentiel agricole provient de mauvaises pratiques culturales qui ne respectent pas les particularités des sols.

Gérard D. Ouellette (1949) a étudié à la fin des années quarante, les causes de l'érosion au Québec. Il s'est attardé sur la définition de la structure des sols et de leur sensibilité variable à l'érosion en fonction de leur état. Dans un second temps, il a insisté sur la nécessité des pratiques culturales adaptées au sol et à la topographie.

À la même époque, un autre agronome Auguste Scott (1948), travaillant à l'École Supérieure d'Agriculture de Ste-Anne de la Pocatière, s'est intéressé au phénomène de l'érosion au Québec. Il voulait d'abord sensibiliser l'opinion publique au problème de l'érosion et montrer la nécessité d'entreprendre des actions correctives simples et aisées qui pourraient diminuer

les problèmes existant dans plusieurs de nos régions en autant qu'il y ait un peu de coopération de la part des agriculteurs.

À partir de la fin des années cinquante, deux autres agronomes: Auguste Mailloux et Armand Dubé (1959) se sont intéressés aux problèmes rencontrés au Saguenay-Lac-St-Jean. Ils ont tenté de connaître les causes pouvant entraîner l'érosion des sols par l'eau et se sont intéressés quelque peu aux processus qui généraient ces déséquilibres.

Par la suite, ils ont étudié (1969) plus en détail et dans des conditions contrôlées, la sensibilité de certains sols québécois, pendant la saison pluvieuse. Particulièrement, la région de Charlevoix a fait l'objet de recherches à cause de certains problèmes de dégradation rencontrés sur des sols de la région. La quantité de sol érodé lors d'un événement pluvieux a été évaluée sur une parcelle de terrain expérimentale. Dubé et Mailloux (1969) se sont également intéressés à l'effet de la fonte des neiges sur les sols et au bilan érosif d'un sol tout au long de l'année. Suite à leurs observations, ces derniers ont apporté des suggestions afin de diminuer la sensibilité des sols à l'érosion.

La région du Bas St-Laurent a également fait l'objet d'une étude de la part de Dubé et Mailloux (1966). Dans un premier temps, ils ont décrit les problèmes rencontrés et leurs manifestations pour chercher ensuite les causes naturelles et anthropiques qui génèrent ces problèmes.

Un autre agronome, A.-R. Pesant (1968), s'est intéressé pendant les années soixante au phénomène de l'érosion. Il a prôné une politique de conservation de l'eau par une amélioration des capacités d'infiltration, afin d'améliorer la réserve d'eau disponible pour les plantes. En 1979, Pesant a concentré ses efforts sur certaines pratiques culturales expérimentales qui pourraient diminuer l'érosion des sols et prévenir l'arrivée dans les rivières d'éléments en suspension ainsi que d'éléments dissous.

En 1975, Dubé a publié un article plutôt laconique sur l'érosion des sols au Québec. Il y a présenté des résultats expérimentaux sur des parcelles et s'est attardé à décrire l'effet de la pluie, du ruissellement et de la fonte nivale sur les sols plus ou moins sensibles. Ensuite, il a montré les effets sur l'environnement et sur les sols eux-mêmes. Enfin, il a suggéré des pratiques agricoles adaptées à la réalité physique du milieu touché.

De plus, le Conseil des productions végétales du Québec, a publié un article sur l'érosion de l'eau (Mehuys, 1981). Cet article se voulait descriptif pour les dégâts causés par l'eau et analytique sur l'action des mécanismes. Plusieurs données expérimentales furent présentées pour montrer les dégâts causés par de mauvaises pratiques culturales, dans un premier temps et dans un second temps pour montrer l'amélioration des conditions apportées par des mesures correctives. Cet article semble le plus complet présenté jusqu'à ce jour au Québec.

En examinant les travaux réalisés au Québec depuis plus de trente ans sur l'érosion, il subsiste des lacunes dans les connaissances reliées à la conservation des sols. Les travaux réalisés reprennent pour la majeure partie des recherches effectuées aux États-Unis au plan théorique. Les expérimentations réalisées, ne suffisent pas à dresser un bilan de l'état des sols agricoles au Québec bien qu'elles mettent en évidence qu'il existe un problème de sensibilité des sols dans certaines régions. Le caractère hétéroclite des publications laisse suggérer le manque d'intérêt que l'on a accordé à la conservation de nos sols. Cependant, on peut noter que certains auteurs ont adopté des approches spécifiques en essayant d'aborder un aspect particulier (description de processus, mesures de protection); ce qui permet quand même de nous faire une idée de la perception de l'érosion des sols par les agronomes et les ingénieurs agricoles québécois. Cette perception est que le problème peut être résolu par des pratiques culturales mieux adaptées à l'environnement régional.

De plus, les articles publiés récemment montrent qu'il n'y a pas eu de regain d'intérêt depuis dix ans et que bien peu de personnes travaillent sur le problème actuellement, même s'il est fortement question de conservation depuis quelque temps.

1.1 RÉGIONS POTENTIELLEMENT AFFECTÉES PAR L'ÉROSION D'ORIGINE AGRICOLE AU QUÉBEC

L'extrémité sud du Québec est seule cultivable pour des raisons climatiques et certaines zones méridionales sont même impropres à l'agriculture en raison de leur altitude, de leur topographie ou de leur substrat.

Les possibilités de l'agriculture québécoise dépendent en grande partie de la répartition des dépôts non consolidés qui couvrent le Québec et sur lesquels les sols se sont constitués. À la fin de l'épisode glaciaire wisconsinien, le matériel arraché du continent et transporté par l'inlandsis constitue l'essentiel des dépôts non consolidés recouvrant le Québec. Ce matériel appelé till est un mélange de débris rocheux de toutes sortes délaissé par les glaciers et couvre environ 75 % du territoire canadien de façon irrégulière et d'épaisseur variable.

Pendant la fonte de la calotte glaciaire qui recouvrait le Québec, le délavement du till a donné divers dépôts non consolidés à la surface.

D'abord, les sédiments fluvioglaciaires qui peuvent être regroupés en deux catégories: 1) les sables et les graviers ont été déposés sous le glacier (par exemple, eskers) ou en bordure (deltas), et 2) les silts et les argiles se sont déposés dans les zones envahies par la mer ou les eaux de fonte du glacier.

Plus exactement, les dépôts de sédiments fins se sont accumulés dans les mers postglaciaires bordant le Québec pour donner ce qu'on appelle les argiles marines. Une partie seulement de ces dépôts est constituée d'argile; c'est-à-dire que les particules formant le matériau ont en majorité plus de 2 µm de diamètre ce qui les classe dans les silts (Landry et

Mercier, 1983). En raison du relèvement isostasique du continent libéré de la masse de glace, les dépôts marins ont alors émergé progressivement, donnant au Québec ses meilleures terres agricoles.

Également, en certains endroits, le front glaciaire agissant comme un barrage, a créé des lacs qui ont servi de bassins de sédimentation pour les particules d'argile et de silt, tandis que les particules plus grossières de sable et de gravier sont restées à l'embouchure des cours d'eau formés par les eaux de fonte. La disparition subséquente du glacier a alors entraîné la vidange de ces lacs et exposé ainsi les dépôts glacio-lacustres.

De façon générale, dans le Québec méridional, l'argile et le silt se sont déposés dans les dépressions, les terres basses ou les endroits favorables. La vallée du Saint-Laurent, la région du Lac Saint-Jean, la région du sud de la baie de James, et celles en bordure sud du bouclier précambrien et du piedmont des Appalaches ont accueilli les sédiments marins d'origine glaciaire. Les sédiments lacustres d'origine glaciaire se sont déposés plutôt en Abitibi-Témiscamingue et dans certaines régions des Cantons de l'Est.

Les régions ci-haut mentionnées regroupent la majeure partie des terres agricoles du Québec. La forte proportion de silt dans ces dépôts les rend vulnérables à l'érosion à cause du manque de cohésion de ces particules et de leur faible masse (Landry et Mercier, 1983). La présence d'argile marine sensible en de nombreux endroits augmente les risques d'érosion voire de glissements de terrain lorsque ces dépôts sont lessivés par les eaux de pluie ou de fonte de la neige.

Les dépôts fluvioglaciaires sont rencontrés en bordure des régions recouvertes d'argiles et de silts généralement près des Laurentides ou des Appalaches ou aux endroits où le glacier avait momentanément cessé de retraiter. Une certaine partie de ces dépôts est rencontrée dans l'arrière pays à cause de l'existence de chenaux sous l'inlandsis qui ont alors favorisé leur mise en place. Il est à retenir que la fraction la plus fine de ces dépôts peut être aisément enlevée par le ruissellement des eaux de pluie à cause du manque de cohésion de ces particules.

Enfin, les dépôts d'origine glaciaire altérés ou non par le lessivage sont rencontrés aux endroits non recouverts par les plans d'eau proglaciaires, en altitude dans les terrains montagneux. Ces dépôts de surface sont très variés en forme et en nature et n'offrent que des possibilités limitées pour l'agriculture. Dépendant de leur proportion en matériau fin peu cohésif. Les sols dérivés de ces dépôts ont une sensibilité à l'érosion variable selon leur teneur en éléments fins peu cohésifs.

Les régions potentiellement sensibles à l'érosion du Québec ne dépendent pas uniquement de la nature des dépôts en surface, mais également de la topographie environnante et de l'utilisation du sol. Ces deux facteurs doivent être pris en compte lorsque l'on veut évaluer les risques d'érosion ou simplement expliquer la cause de la dégradation physique des sols. L'annexe I présente les types de sols rencontrés au Québec.

1.2 PARTICULARITÉS DES SOLS QUÉBÉCOIS

La pédogénèse a commencé dès le retrait des glaciers ou l'exondation des terres basses, il y a un peu plus de 10 000 ans. À cette échelle, les sols sont peu développés. Généralement, les horizons B et C sont moyennement développés et sous notre climat la pédogénèse se fait lentement. La structure d'un sol type a plusieurs fois été perturbée par les incendies de forêt. Récemment, l'intervention de l'homme fait que les sols subissent beaucoup plus de dommages (coupe à blanc, incendies d'origine anthropique, agriculture, etc.).

Avec l'avènement de l'agriculture, les sols des régions défrichées ont rapidement changé de structure superficielle à cause des pratiques culturales. Un sol forestier, par exemple, possède une structure en agrégats favorisée par la matière organique qui unit les flocules inorganiques. De plus, la présence de colloïdes inorganiques tend à produire des agrégats plus compacts (porosité faible) que les colloïdes organiques qui favorisent de larges agrégats. La perturbation du sol, c'est-à-dire défrichement, labour, nivelage du terrain, etc., tend à réduire la proportion de matière organique dans le sol, à réduire la porosité et à le rendre plus sensible aux perturbations naturelles, comme l'érosion.

La conservation d'un sol est donc fortement liée aux facteurs qui interviennent pour modifier sa structure. Un sol forestier (état naturel) n'évoluera pas de la même façon qu'un sol remanié (sol agricole) sous l'action des mêmes facteurs.

1.3 APERCU DE L'ÉROSION DES SOLS AGRICOLES AU QUÉBEC

Bien que le problème de l'érosion ne soit pas critique sur l'ensemble du Québec agricole, il existe cependant des preuves de dégradation dans plusieurs régions. Dans la plaine du St-Laurent par exemple, certains loams, loams argileux ou argiles subissent de l'érosion à cause des cultures; l'érosion par canal entaille le sol à cause des rigoles qui se forment en raison de l'imperméabilité du sol qui favorise le ruissellement. En milieu ondulé et vallonné, les problèmes d'érosion sont plus prononcés en raison de l'augmentation de la pente. Comme dans les régions du Lac St-Jean et du Bas St-Laurent. Dans les régions montagneuses des Laurentides et des Appalaches, à cause de la topographie accidentée, la plupart des processus érosifs agissent avec intensité. On peut conclure qu'en général:

> "L'érosion de nos sols cultivés provient principalement de pratiques culturales qui ne tiennent pas assez compte de la nature du sol et de sa topographie. Les pratiques abusives de déboisement, d'épierrage et de planage des sols qui contribuent à la destruction de la matière organique, favorisent également l'érosion". (Mehuys, 1981).

L'érosion se manifeste lors de la saison chaude particulièrement lors des averses subites et violentes et surtout lorsque le sol est déssèché. Cependant, au printemps, le ruissellement dû à la fonte rapide du couvert de neige peut entraîner de l'érosion surtout s'il se produit des averses de

pluie au même moment. L'érosion des sols au Québec est donc un phénomène qui peut survenir presque tout au long de l'année.

CHAPITRE 2

LES PARAMÈTRES DE L'ÉROSION

INTRODUCTION

Les paramètres intervenant sur l'érosion des sols peuvent être regroupés en trois catégories, soit: (1) la nature du milieu physique, à savoir les propriétés physiques d'un sol et sa composition, puis à une plus grande échelle, la géomorphologie du bassin versant, (2) l'intervention de l'homme dans l'aménagement du territoire et (3) le climat.

2.1 LA NATURE DU MILIEU PHYSIQUE

2.1.1 Le sol et ses propriétés

Le sol, le support physique de la flore et de la faune terrestre, évolue en relation avec le milieu aérien et le milieu vivant. Il offre donc une certaine complexité.

Plusieurs approches existent pour définir un sol selon les besoins ou les vues des scientifiques concernés. Les géologues définissent le sol comme la partie superficielle de la croute terrestre altérée au contact de l'atmosphère et pénétrée par la vie animale et végétale. C'est le "mort-terrain". Cette définition macroscopique est en partie partagée par les géomorphologues qui définissent le sol comme un manteau d'altération formé au dépens de la roche en place, sans transport notable (altérite) ou comme

un matériau transporté par l'eau, par le vent, les glaciers ou par des agents divers opérant sur les pentes. Cependant, ces derniers sont intéressés par le mode de formation.

Pour les ingénieurs, le sol est vu comme un matériau avec lequel il faut composer. Ils définissent donc le sol comme tout terrain meuble qui recouvre le substrat rocheux solide. La classification des sols se fait par la granulométrie.

Enfin, les agronomes définissent le sol selon son apparence, sa texture et ses propriétés chimiques: un sol est un matériau minéral ou organique non consolidé, d'au moins 10 cm d'épaisseur qui se trouve naturellement à la surface du globe. Il est capable de supporter la croissance des plantes.

Dans le cas de l'érosion des sols, c'est l'approche pédologique des agronomes que nous allons retenir. À notre avis, c'est celle qui définie le mieux les propriétés d'un sol agricole soumis à l'érosion.

La constitution du sol est d'abord déterminée par la nature des dépôts meubles (annexe 2). La pédogénèse constitue alors le sol et plusieurs particularités apparaissent.

La connaissance du sol nous permet de définir sa texture. En connaissant cette première particularité et en sachant la composition des dépôts meubles sous-jacents, nous pouvons parvenir à fixer la densité et la porosité du sol.

Une particularité importante est la structure du sol qui influence la densité et la porosité (Brady, 1974).

Ces particularités permettent de définir quelques propriétés intéressantes:

- Un sol bien constitué possède des agrégats qui augmentent la cohésion dans le cas des sols sableux mais qui diminuent celle des sols argileux.

- La perméabilité fixe la circulation de l'eau dans le sol lorsqu'il est saturé; elle dépend de la porosité qui est contrôlée par la texture et la structure du matériau non consolidé.

- Une dernière propriété du sol à retenir est la rugosité. Elle réfère à la topographie du sol. On peut distinguer la microrugosité provenant des particularités du sol et la macrorugosité créée par les méthodes de culture. Cette propriété règle la circulation de l'eau à la surface du sol. Les particularités et les propriétés des sols sont décrites à l'annexe 2.

2.1.2 Érodibilité du sol

Parmi les facteurs physiques pouvant favoriser l'érosion du sol, la texture est des plus importante. En effet, elle influence la structure du

sol et sa stabilité, la cohésion, la plasticité et la porosité. Elle détermine donc les propriétés du sol (cf. annexe 2).

L'érodibilité des sols dépend de l'état général du sol, soit de son état de conservation par rapport à l'équilibre naturel qu'il possédait avant de subir les pressions de l'agriculture. En évaluant la structure du sol, on établit une synthèse de l'état du sol et de ses capacités à résister à l'érosion. Un sol bien structuré résistera mieux à l'érosion puisqu'il possède une bonne perméabilité et une certaine cohésion de ses particules en plus d'offrir une microrugosité qui freine l'eau d'écoulement.

Bien sûr, il n'y a pas que la qualité du sol qui intervient sur l'érosion; d'autres paramètres entrent en jeu. Il en est question dans les pages suivantes.

2.2 GÉOMORPHOLOGIE

La géomorphologie d'un bassin versant constitue un aspect important pour évaluer les risques d'érosion. En effet, la situation géographique d'un sol particulier détermine s'il sera ou non affecté par l'érosion. Plusieurs éléments peuvent caractériser un bassin versant.

Définissons d'abord ce qu'est un bassin versant: un bassin versant ou bassin hydrographique est un ensemble de parcelles inclinées vers un point

commun de sorte que les eaux de ruissellement coulent vers un même cours d'eau: tout bassin versant est délimité par une ligne de partage des eaux établissant son contour (Landry et Mercier, 1983). Un bassin versant peut être également divisé en plusieurs sous-bassins de différentes importances et de différents ordres.

Ensuite, il devient possible de donner la morphométrie d'un bassin par l'étude de la forme et des dimensions de ce dernier. Ces dimensions peuvent être définies par la superficie (A) et la longueur du cours d'eau principal (L) qui permettent d'établir un indice de forme (A/L^2) (Kirpich, 1940). Cet indice de forme nous renseigne sur le gradient de concentration de l'écoulement vers l'exutoire. Lors d'une précipitation donnée, un bassin allongé ne réagira pas de la même manière qu'un bassin plus circulaire.

Un bassin versant peut accueillir un volume d'eau plus ou moins grand qui est drainé vers l'exutoire. Pour une averse donnée, la superficie semble être un paramètre des plus importants en hydrologie puisque c'est le facteur le mieux correlé avec le débit à l'exutoire (Kilinc et Richardson, 1973). En plus de la superficie, il y a également la pente du terrain qui intervient. La vitesse de concentration de l'écoulement dépend du relief. Plus une pente est inclinée, plus l'écoulement prendra de la vitesse.

Les caractéristiques du relief d'un bassin peuvent être étudiées par l'analyse hypsométrique du bassin qui permet la mesure des altitudes et des dénivelés du terrain. La valeur des dénivelés et la longueur qu'ils

couvrent caractérisent la pente du terrain qui est un facteur important pour la stabilité des sols.

L'inclinaison de la pente du terrain renseigne sur le taux d'énergie cinétique fournie à l'écoulement. La longueur des dénivelés permet ensuite de calculer l'énergie totale emmagasinable par l'écoulement. Cette énergie entraînera un accroissement des vitesses d'écoulement de l'eau, donc un accroissement du pouvoir érosif. Le temps de concentration d'un bassin, temps requis à une molécule pour parcourir le bassin de l'amont à l'exutoire dépend justement de la valeur et de la longueur de la pente.

$$K = (\text{indice d'énergie}) = \frac{L\ (\text{longeur de la pente})}{\sqrt{S\ (\text{valeur de la pente})}}$$

Le coefficient K d'énergie contenue dans une pente de terrain est donc fonction de la valeur et de la longueur de la pente (Kirpich, 1940).

Les pentes du terrain sur un bassin restent cependant difficiles à évaluer; on ne peut utiliser adéquatement les notions de pente moyenne et encore moins de pente brute (% inclinaison entre la tête du bassin et l'exutoire). Ces indices ne tiennent pas compte de la morphologie réelle du terrain. Trois profils de base existent:

- Pente uniforme, sur toute sa longueur, on observe un même gradient d'intensité (≅ pente moyenne);

- pente concave, le gradient d'intensité diminue vers l'aval;
- pente convexe, le gradient d'intensité augmente vers l'aval.

En pratique, on observe un agencement de ces profils sur des bassins de grandes dimensions. Sur de petits bassins, le profil d'équilibre théorique suivant est rencontré (figure 2.2.1):

Sous l'action des phénomènes d'érosion - transport - sédimentation, les pentes tendent à devenir de plus en plus concaves. La partie concave domine progressivement au fil du temps. Le recul des versants par l'érosion favorise cependant l'extension du bas de pente par sédimentation et le gradient d'intensité devient insuffisant pour compenser les forces de friction et entretenir la capacité de transport et d'érosion de l'écoulement.

L'altitude, quand à elle, influence plutôt les conditions climatiques qui règnent sur le terrain (ex.: pluies orographiques, température moyenne), sans influencer directement les problèmes d'érosion. Ce sont les écarts d'altitude et non l'altitude elle-même qui cause des problèmes.

À la suite de la définition du support physique, un profil transversal et longitudinal peut être tracé afin d'apprécier l'allure du bassin versant et ainsi définir l'état de la pente. Un profil d'équilibre peut être défini comme jeune (pente forte, écoulement à prédominance torrentiel), mature (pente moyenne, écoulement torrentiel à fluvial) et vieux (pente douce, écoulement fluvial prédominant, tendance à créer des méandres).

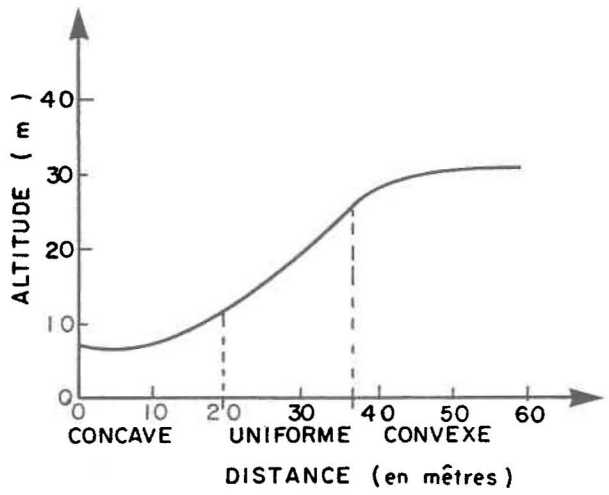


Figure 2.2.1: Profil de pente
(d'après Derruau, 1974)

Le réseau hydrographique qui se développe sur un bassin versant peut prendre plusieurs formes: dendritiques, radiales, annulaires, etc., qui représentent l'agencement des artères canalisant l'eau vers l'embouchure du bassin de drainage (Leclerc, 1983). Ce réseau de cours d'eau dépend énormément des conditions géologiques (perméabilité des dépôts meubles; par exemple, un sol très perméable absorbera l'eau, réduisant ainsi la formation de ruisseaux et de rigoles) et climatiques (régime des précipitations, température). Selon Carlston (1963), pour une région définie, l'écoulement et la densité de drainage sont liés intrinsèquement et de façon prévisible à la perméabilité des dépôts sous-jacents. Cette densité de drainage est évaluée par la longueur de cours d'eau par unité de surface.

En conclusion, les caractéristiques morphométriques que l'on peut évaluer permettent de comprendre pourquoi un bassin versant répond d'une manière particulière à une pluie donnée. La courbe des débits est influencée en partie par les caractéristiques physiques du bassin et particulièrement par l'allure des versants. À noter que, lors d'un événement pluvial, l'orientation du bassin joue également un rôle dans l'évolution des débits, puisque la précipitation se déplace au-dessus du bassin versant selon une direction et une vitesse définie.

Finalement, le profil d'équilibre d'un cours d'eau (ensemble des caractéristiques physiques du bassin donnant la morphologie observée) est le résultat de l'équilibre entre les forces érosives et la résistance du milieu. L'érosion signifie qu'il y a recherche d'un déséquilibre qui devra être éliminé par les processus d'érosion - transport - sédimentation.

2.3 LE CLIMAT ET L'ÉNERGIE DES PRÉCIPITATIONS

Il sera question dans ce chapitre d'un facteur qui intervient grandement dans les processus d'érosion. En effet, les précipitations apparaîssent comme l'élément moteur qui enclenche l'érosion. Les aspects physiques mentionnés précédemment jouent surtout un rôle passif. La dynamique du processus d'érosion est contrôlée par les précipitations.

Le régime climatique nord-américain entraîne la formation de basses pressions qui apportent des précipitations d'importance variable, les unes sous forme solide, les autres sous forme liquide. La quantité de pluie qui tombe n'est pas le seul élément à prendre en considération pour l'érosion du sol. Il faut aussi tenir compte de l'intensité, de la durée et de la fréquence des pluies. La relation intensité - durée - fréquence peut donc être établie pour trouver les précipitations à haut potentiel érosif qui dépendent de la dynamique des masses d'air circulant sur le continent.

Pour les besoins de l'étude sur l'érosion, se sont les orages qui nous intéressent. C'est le passage ou l'approche du front froid qui entraîne généralement la formation de nuages à fort développement vertical qui dégénèrent en orages. À noter que Pettersen (1969) évalue la fréquence des orages pour le sud du Québec pour les mois de juin, juillet et août à dix orages seulement, contre vingt dans l'état de New York et quarante à soixante en Floride.

C'est l'étude de la relation intensité - durée de la précipitation qui détermine l'érosivité de la pluie. Plusieurs auteurs ont établi une corrélation significative entre les dégâts causés par une pluie et l'énergie véhiculée (Kilinc et Richardson, 1973). D'après plusieurs analyses, l'optimum (le plus fort coefficient de corrélation) a été obtenu pour une averse maximale possible de 30 minutes, ce qui correspond le mieux à la durée de la période de passage des fronts froids en Amérique du Nord (Pettersen, 1969). L'annexe 3 donne d'ailleurs une description de l'effet énergétique d'une précipitation.

En somme, la quantité totale de précipitation indique mal l'érosivité. Au Québec, l'érosion des sols serait le fait de cinq ou six orages qui surviennent pendant l'été et qui génèrent les concentrations suffisantes d'énergie pour entraîner l'érosion (Dubé, 1975). Parallèlement, aux USA, la fréquence plus élevée des orages fait qu'il y a plus d'averses érosives qu'au Québec.

Cependant, quelque soit la région, ce sont les précipitations qui sont à la base du problème de l'érosion hydrique des sols. Il faut donc retenir que c'est le facteur qui enclenche les processus d'érosion.

2.4 PRATIQUES CULTURALES

La protection offerte par la couverture végétale et les débris végétaux importe beaucoup dans la conservation des sols puisqu'elle dissipe l'énergie

de la pluie et retarde l'écoulement. Plus spécifiquement, la vitesse de chute des gouttes de pluie est freinée par les feuilles et les branches et parvient donc plus doucement au sol. Les débris végétaux sur le sol augmentent la rugosité et freinent l'écoulement. De plus, la végétation pompe l'eau du sol y abaissant d'autant le degré de saturation.

Le milieu original forestier évoluait à la faveur des transformations du milieu physique. Le déboisement massif a exposé le sol aux intempéries et l'agriculture a beaucoup affecté la stabilité du sol.

L'agriculture engendre plusieurs problèmes; ainsi lors du passage du milieu forestier vers le pâturage, on observe une baisse de 33 % de la quantité de matière organique (M.O.) dans la sol. Cette baisse est de plus de 60 % pour les cultures mécanisées (Bernard, 1983). La baisse de M.O. entraîne à son tour une baisse de la stabilité structurale du sol. Les particules fines résultantes sont alors aisément exportées vers les cours d'eau (elles sont les plus riches en nutriments grâce à la capacité d'échange cationique élevée) et les ions qui pénètrent dans le sol ne peuvent plus être adsorbés vu l'absence de matière organique. Ils demeurent hautement mobiles dans l'eau intersticielle et risquent d'être exportés hors du sol.

Un des principaux phénomène de dégradation est le "puddling" qui consiste en la destruction des agrégats du sol par l'outillage agricole lors des labours. On assiste alors à une forte compaction du sol qui entraîne

une destruction des macropores au profit des micropores, diminuant ainsi la perméabilité du sol et réduisant l'évaporation.

De plus, un labourage mal réalisé crée des rigoles qui favorisent la concentration et l'accélération de l'écoulement. Les techniques de planage et de nivelage exposent dangereusement les dépôts meubles généralement moins cohésif que le sol (car absence de M.O.). Le déboisement jusqu'aux berges des cours d'eau accélère l'érosion par ravinement alors que le déboisement inconsidéré des pentes fortes permet à l'écoulement de surface d'atteindre des vitesses appréciables. Également, le surpâturage compacte et dénude les sols.

La période durant laquelle les sols sont les plus sensibles à l'érosion arrive lors de la fonte printanière, surtout lorsque les sols sont encore gelés en profondeur et que se maintient une couche boueuse fluante en surface (voir annexe 4). Mais une des pires techniques de labour reste la structure du rang en bandes perpendiculaires aux cours d'eau importants, donc parallèle à la pente. Cette technique accélère l'écoulement de surface.

Les monocultures et les cultures sarclées exposent le sol à l'érosion par la faiblesse de la couverture végétale. Ainsi, la sensibilité relative à l'érosion correspond pour différentes cultures à:

sol labouré > cultures horticoles > maïs > céréales > herbages

(Selon Bernard, 1983). Le tableau 2.4.1 montre cette sensibilité.

Les résultats de cette étude sont tirés de travaux de recherche effectués par Dubé et Mailloux (1969) sur des parcelles de terres agricoles à Cap-aux-Corbeaux dans la région de Charlevoix.

Le site de l'expérience est situé sur un podzol formé sur un till classé comme le loam argileux de Charlevoix. La pente moyenne du terrain est de 15 % et chaque parcelle expérimentale mesure 4,5 cm de largeur par 22,1 m de longueur. Les travaux culturaux sont effectués dans le sens de la pente sauf indication contraire.

Chaque parcelle est isolée des terrains avoisinants et est munie d'une gouttière collectrice donnant sur un réservoir qui retient les particules de sol et d'eau. Le débit du ruissellement est jaugé et des échantillons sont pris pour mesurer les solides en suspension. Enfin, un pluviographe enregistre l'intensité des précipitations et leur durée.

Les auteurs précisent que l'érosion nivale dépend grandement de la vitesse de fonte de la couche de neige et de la formation d'une mince bande de sol dégelée en surface. La très grande variabilité des quantités de matériel arrachées est expliquée par le comportement très différent de la fonte nivale à chaque année. L'érosion pluviale varie moins d'une année à l'autre, mais dépend en majeure partie de la récurrence des pluies exceptionnelles.

Selon Bernard (1983), les pertes de sols se traduisent par une perte de rendement (car perte de nutriments). Il faut en venir à une gestion du sol

en vue de prévenir sa détérioration, mais aussi, il faut assurer une productivité accrue et optimale, puisque le but de l'agriculture est de nourrir la population; ces deux aspects sont indissociables. L'aspect préventif qui nous intéresse est le contrôle de l'érosion. Toutefois, il faut bien saisir les mécanismes d'érosion quand on veut abaisser le degré de détérioration du sol.

Tableau 2.4.1: Quantités de terre érodée en kilogrammes par hectare de 1962 à 1967 sur le loam sablo-graveleux Charlevoix, à Cap-aux-Corbeaux (*) (tiré de A. Dubé et A. Mailloux (1969)

LES PRATIQUES CULTURALES

ANNÉE	TYPE D'ÉROSION	PRAIRIE	FOIN	GRAIN	POMME DE TERRE DANS LE SENS DE LA PENTE	SOL NU	POMME DE TERRE EN TRAVERS DE LA PENTE
1962	**N	2	4	619	-	1 611	-
	***P	6	12	13 440	-	36 139	-
1963	N	0	1 970	36	318	41 750	-
	P	9	21	458	114	647	131
1964	N	9	321	17	2 024	18 896	94
	P	38	4	514	2 156	24 290	2 181
1965	N	35	30	23	954	2 455	1 452
	P	4	3	15	69	198	55
1966	N	17	17	101	57	61	692
	P	214	986	7 570	10 139	18 743	14 984
1967	N	19	1	0	412	4 037	4 125
	P	6	9	163	226	19 971	643

* Ces données ont été recueillies par L.J. Archambault, alors en charge de travaux de recherches au poste de Cap-aux-Corbeaux.
** N indique l'érosion nivale.
*** P indique l'érosion pluviale.

CHAPITRE 3

LA DYNAMIQUE DE L'EAU

INTRODUCTION

Le cycle hydrologique qui représente les différents mouvements de l'eau dans le milieu naturel (figure 3.1.1) permet de bien représenter le processus de l'érosion des sols. La précipitation possède plusieurs destinées et chacune intervient à sa façon dans le milieu. La présentation suivra l'ordre logique du cycle: (1) l'interception par la végétation, (2) l'arrivée de l'eau au sol dont une partie est infiltrée et où l'autre ruisselle, (3) l'écoulement hypodermique, (4) l'évapotranspiration. Notre approche tentera de bien faire ressortir l'origine des mécanismes de l'érosion des sols.

Au moment d'un évènement pluvieux orageux l'intensité et la durée de la précipitation sont suffisantes pour déclencher une série de mécanismes. Le premier de ces mécanismes survient avant que la pluie n'atteigne le sol. En effet, le couvert végétal en place, qui dépend du type de culture pratiquée sur le territoire, interceptera une fraction de la précipitation. C'est la végétation qui absorbera l'eau de pluie jusqu'à ce qu'elle soit imbibée. Généralement, l'atteinte de la saturation ne tarde pas de sorte que la proportion de l'eau de pluie qui n'atteint pas le sol est très faible ($< 10\ \%$) selon plusieurs auteurs qui se sont penchés sur le sujet. Toutefois, le rôle principal de la végétation, dans ce cas, est d'offrir un parapluie

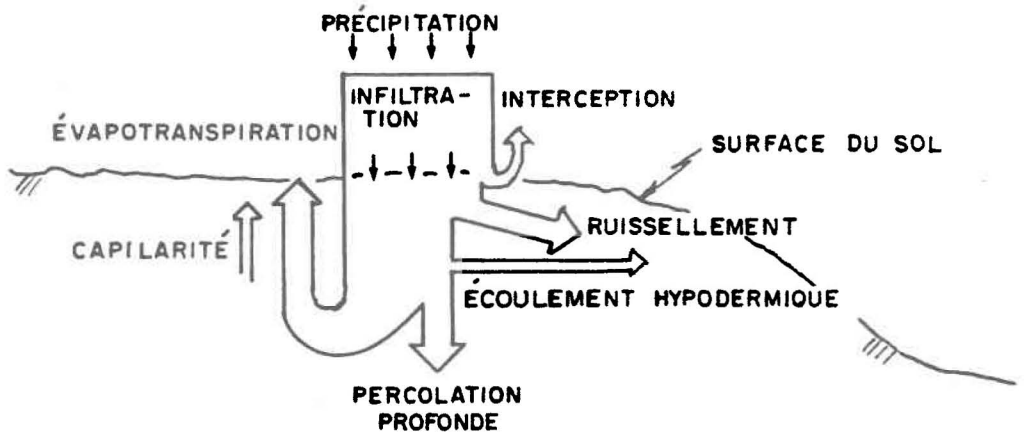


Figure 3.1.1: Dynamique de l'eau
(d'après Encyclopedia of soil science, 1979)

qui protège contre l'impact des gouttes d'eau, et retarde leurs arrivée au sol.

L'énergie cinétique des gouttes de pluie est donc en grande partie absorbée par la végétation sus-jacente au sol. L'eau tombe alors des feuilles vers le sol ou s'écoule le long des tiges et ne peut donc conserver suffisamment d'énergie pour éclabousser le sol. Cependant, il faut noter qu'en fonction du type de culture (partie 2-4), il y aura plus ou moins d'eau qui sera interceptée (absorbée ou ralentie) car aucune espèce végétale n'offre un couvert absolu sur le sol et une bonne partie de la précipitation atteint même le sol sans encombre.

Nous pouvons alors considérer le potentiel d'interception de la végétation comme un réservoir. Au cours de l'événement pluvieux et particulièrement au début, nous pouvons assimiler une fonction de type exponentielle à la capacité d'emmagasinement de la végétation, et nous pouvons, en plus, lui attribuer un coefficient de protection du sol au moment où elle bloque partiellement la précipitation.

L'eau, qui d'une façon ou d'une autre parvient alors au sol, prendra deux directions principales. Une partie sera absorbée ou va s'infiltrer et l'autre ruisselera. La proportion d'eau qui ira dans une direction ou dans l'autre dépendra de l'agencement des facteurs physiques déjà soulignés dans la partie 2, que nous expliciterons dans les prochains paragraphes.

3.1 L'EAU D'INFILTRATION

Pour un site donné, on peut estimer la capacité et le taux d'infiltration du sol car les facteurs importants sont facilement identifiables et quantifiables. Pour un sol, la capacité d'infiltration dépend de la perméabilité du matériel, de l'épaisseur de la zone de contrôle (zone d'accumulation de l'eau), de la profondeur de la nappe aquifère et de l'humidité déjà présente dans le sol. Le taux d'infiltration dépendra, en plus, des caractéristiques du terrain (longueur et valeur de la pente, rugosité et morphologie du sol) et sa décroissance dans le temps découlera de l'allure de la précipitation (intensité et durée).

La figure 3.1.2 montre l'intégration de ces facteurs pour un endroit précis. Le taux d'infiltration instantané se situe quelque part entre le taux maximal et le taux minimal (de base).

Il faut noter que le taux maximal potentiel d'infiltration est rarement atteint au Québec car la réserve d'eau dans le sol varie en fonction des apports-départs verticaux et latéraux qui précèdent l'événement pluvial considéré de plus, elle est rarement tarie en raison de la fréquence élevée d'événements pluviaux (Thériault, 1980).

La capacité d'infiltration décroît au cours de la pluie à cause de la saturation progressive du sol lorsque le taux des apports est supérieur au taux de départ dans la zone de contrôle. De ce fait, le taux d'infiltration

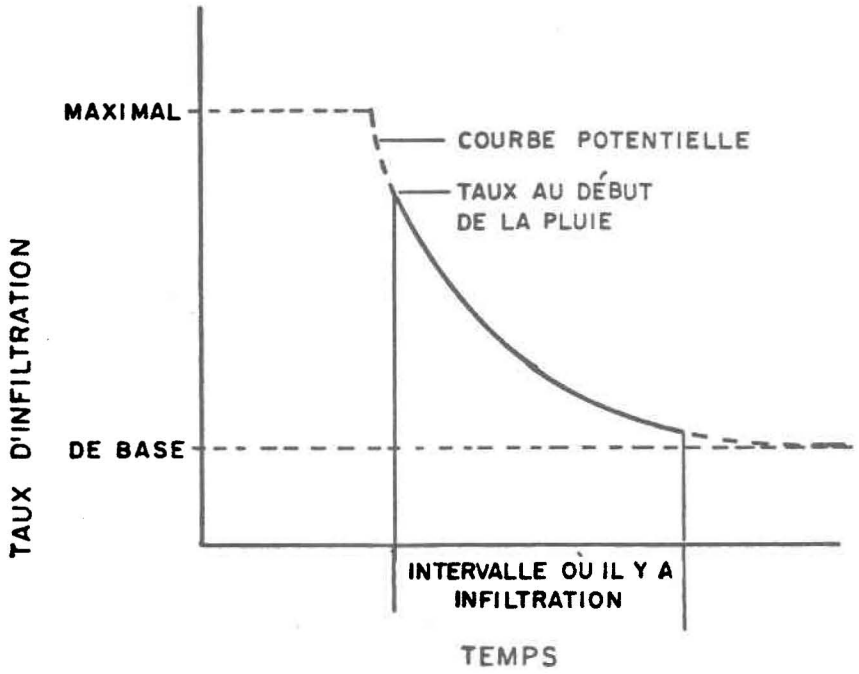


Figure 3.1.2: Courbe d'infiltration pour un sol
(d'après Horton, 1940)

diminue avec la saturation en plus de dépendre de l'occlusion, en surface, des macropores par l'argile et les particules fines détachées par l'impact de la pluie et les forces de l'écoulement. Le taux de base est obtenu lorsque toute la zone de contrôle est saturée, c'est-à-dire que le gradient de saturation est considéré comme ayant atteint une valeur minimale qui est maintenue par l'eau de résurgence et par les pertes d'eau en profondeur. Horton (1940) note d'ailleurs que la transmissivité de la nappe aquifère reste toujours supérieure au taux de base, ce qui implique des pertes potentielles vers des réservoirs plus profonds que la zone de contrôle. La figure 3.1.3 montre la progression de l'eau dans le sol au cours d'un événement pluvial et la saturation progressive de la zone de contrôle.

La mesure ou l'évaluation de l'infiltration peut se faire de différentes façons. En gros, l'infiltration est la différence entre la pluie et l'écoulement, mais il faut prendre garde aux techniques de mesure lorsque l'on fait des simulations en vue d'établir des formules empiriques. Par exemple, certains auteurs auraient laissé simplement couler de l'eau sur un sol et auraient mesuré la quantité ruissellée, négligeant l'effet propre à la précipitation sur le sol.

Quoi qu'il en soit, l'infiltration telle que définie par la loi de Darcy, réfère à la perméabilité du sol, généralement évaluée de façon expérimentale (coefficient de conductivité).

En milieu isotrope (dépôts meubles homogènes horizontalement et verticalement), on a pour une nappe libre:

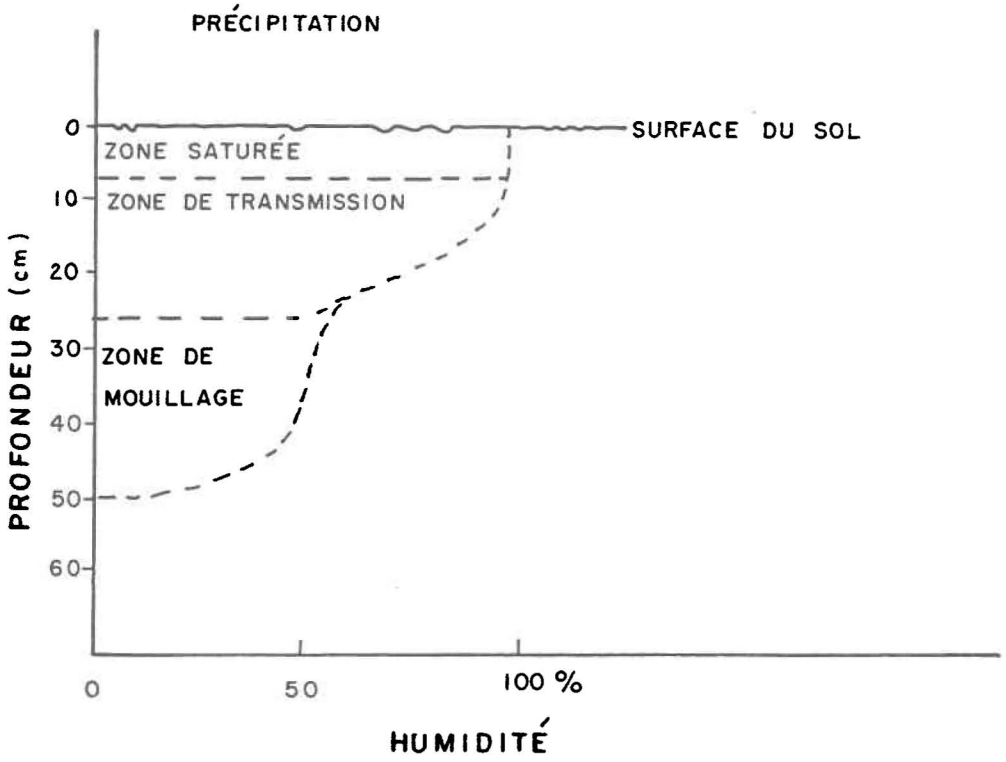


Figure 3.1.3: Saturation de la zone de contrôle
(d'après Leclerc, 1983)

$$V = K \cdot i = - K \frac{\Delta h}{\Delta L}$$

où:

V : vitesse d'écoulement;

K : coefficient de conductivité hydraulique;

$i = \frac{\Delta h}{\Delta L}$: perte de charge par unité de longueur (gradient hydraulique).

3.2 L'EAU DE RUISSELLEMENT

Voyons maintenant la partie de l'eau qui n'est pas capturée par la végétation, et celle qui ne s'infiltre pas.

Nous savons que s'il y a précipitation, il peut arriver que toute l'eau qui tombe s'infiltre; l'intensité de la précipitation est alors inférieure au taux d'infiltration. Si l'intensité de la précipitation dépasse à un moment donné le taux d'infiltration, il se produit une accumulation d'eau sur le sol. Tout d'abord, il se forme une pellicule superficielle d'eau qui migre vers les petites dépressions du sol qui se remplissent et débordent bientôt. L'eau d'épanchement tend à emprunter de petites dépressions sinueuses (naturelles ou artificielles (sillons)) suivant la topographie

du milieu qui ne tardent pas à se joindre entre elles le long du versant entraînant une concentration de l'écoulement jusqu'à des canaux naturels ou artificiels qui aboutissent aux rivières. Il faut garder en mémoire que pendant le processus de hiérarchisation de l'écoulement décrit ci-haut, il se produit continuellement des apports latéraux aux voies d'écoulement (Chen, 1966; Greace et al., 1966).

L'écoulement ainsi observé dépend beaucoup de l'inclinaison, de la longueur et de la forme de la pente (Kilinc et Richardson, 1973), d'une part, et de la rugosité et de la microtopographie d'autre part. L'écoulement a tendance à être maximal, par exemple, dans le bas des pentes convexes, dans le haut des pentes concaves, sur les sols les moins perméables, sur les sols imbibés, sur les sols mal abrités par la végétation et sur les sols destructurés par la machinerie agricole.

L'écoulement de l'eau en surface peut être alimenté, en plus, par les sources de suitement (seepage) à la faveur de ruptures de pentes et lorsque la zone de contrôle est saturée (localement du moins). Le surplus d'eau doit donc être évacué vers là où il y a le moins de résistance, soit vers l'extérieur, puisque la capacité d'infiltration et de percolation du milieu ne suffit plus à évacuer l'eau.

L'eau de ruissellement obéit aux lois et aux conditions hydrauliques applicables à l'écoulement superficiel ("overland flow") ou à l'écoulement en canal (Chow, 1959). L'écoulement superficiel est peu profond, de largeur très grande et ondule énormément à cause de la microtopographie qui

fait varier les conditions du régime d'écoulement de façon désordonnée le long du parcours. L'écoulement en canal subit beaucoup moins de variations du fait de son caractère plutôt linéaire et de la pente régulière. Outre les conditions au sol, la pluie qui tombe modifie la structure de l'écoulement par son impact créant ainsi une turbulence en surface; cet effet est surtout marqué pour l'écoulement superficiel (Kilinc et Richardson, 1973).

Pour la représentation théorique de l'écoulement par l'équation de continuité ou des moments, nous considérons, pour l'écoulement superficiel, la largeur de l'écoulement comme infinie, tandis que pour l'écoulement en canal, les berges du canal interviennent sur l'écoulement en considérant alors le périmètre mouillé.

Pour bien comprendre les équations d'écoulement, nous allons présenter le concept de Horton (1940) retenu par plusieurs auteurs. Il peut être résumé ainsi: sur un sol homogène, le ruissellement commence en même temps sur toute la surface de la pente entraînant l'établissement longitudinal d'un patron d'écoulement respectant les conditions hydrauliques et les équations de continuité et des moments.

L'équation de continuité pour l'écoulement s'exprime ainsi:

$$\frac{\partial h}{\partial T} + \frac{\partial (\bar{uh})}{\partial x} = q_0 \qquad \text{(Chow, 1959)}$$

où:

q_0: taux d'apport d'eau;

$\bar{u}$: vitesse moyenne dans l'axe de la rivière;

h : profondeur de l'écoulement;

u : vitesse de l'écoulement à la hauteur h;

x : longueur horizontale;

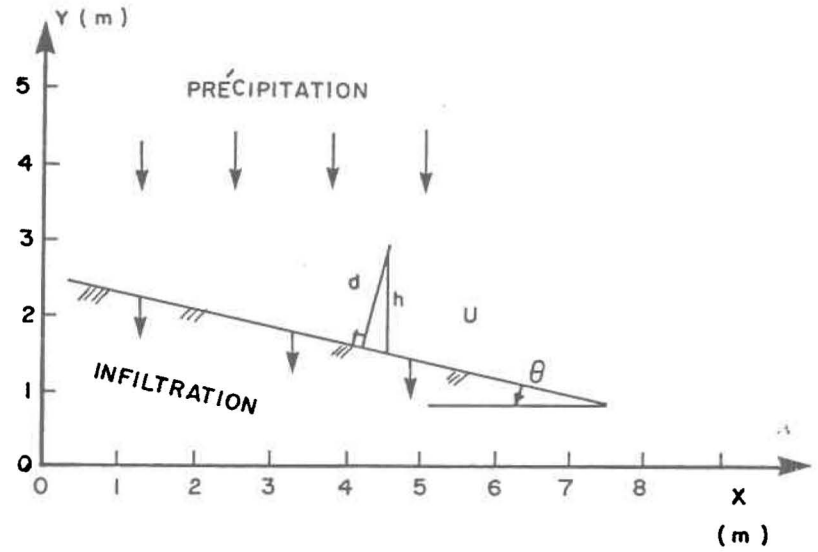
t : temps.

La figure 3.2.1 donne une idée schématique de l'écoulement pendant un événement pluvieux.

Si on considère l'écoulement superficiel, il faut d'abord noter que l'épaisseur de l'écoulement est très mince et subit énormément l'influence de l'impact des gouttes de pluie, des irrégularités du fond, parfois des dimensions des grains, de la viscosité de l'eau et des forces de tension de l'eau (Foster et Meyer, 1972). La figure 3.2.2 montre le profil vertical des vitesses modifié par l'impact des gouttes de pluie. La quantité d'eau qui passe dépend alors du nouveau profil de vitesse et peut être modifiée ainsi:

$$q_0 = \int_0^h udh = \bar{u}h$$

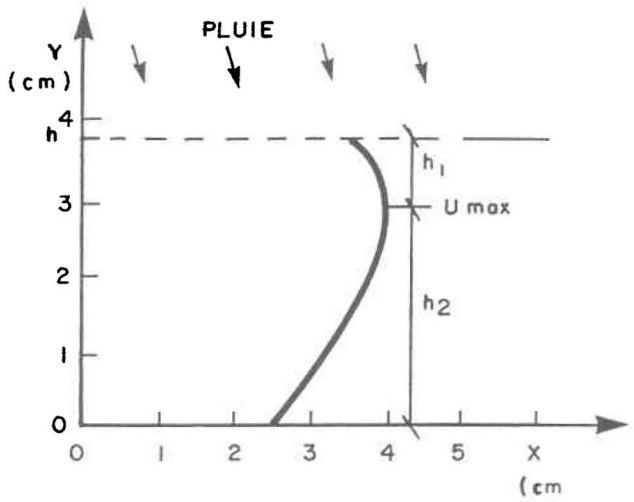
L'annexe 6 donne la résolution de formules d'écoulement et montre l'action des forces de l'écoulement sur le sol.



où:

Θ: angle de la pente

Figure 3.2.1: "Patron" de ruissellement
(d'après Kilinc et Richardson, 1973)



Où:

V_{max} : vitesse d'écoulement
H_1 : épaisseur de l'écoulement influencé par la pluie
H_2 : épaisseur de l'écoulement influencé par le fond

Figure 3.2.2: Profil vertical de vitesse
(d'après Kilinc et Richardons, 1973)

Il convient de noter que pour des conditions de départ précises, on observe un écoulement qui respecte les conditions du milieu ou qui tend à les atteindre (Chow, 1959). Bien entendu, le long d'un versant, on note une succession de régimes d'écoulement dont certains affectent la conservation du sol.

CHAPITRE 4

L'ÉROSION

Trois processus sont identifiés dans le phénomène de l'érosion par l'eau: (1) le détachement, (2) le transport et (3) le dépôt. Pour bien saisir l'importance de ces processus, il est essentiel de les situer dans leur contexte, soit le long d'une pente.

Dans la description de l'érosion que nous considérons dans ce chapitre, il n'est pas question de la météorisation qui est l'altération sur place de la roche. Nous ne traiterons que de l'érosion du produit de la désagrégation par les agents météorologiques (le froid, la pluie, etc.) que sont les dépôts non consolidés.

4.1 LE CONCEPT DE L'ÉROSION

Dans le dictionnaire québécois de l'eau (1981), plusieurs définitions de l'érosion sont données. Nous accepterons comme définition: l'érosion est la désagrégation du sol par les eaux de ruissellement et la pluie, comportant l'enlèvement simultané des produits de cette désagrégation. On peut distinguer l'érosion en nappe qui se produit quand un matériau est enlevé à la surface en une couche mince, d'épaisseur relativement uniforme; l'érosion en rigoles engendrée par la concentration du ruissellement qui donne de petites rigoles ramifiées; l'érosion par ravelines est une forme plus prononcée que la précédente et entraîne la formation de canaux profonds que le labour ne peut pas faire disparaître et finalement, l'érosion sélective est le processus par lequel le ruissellement prélève et emporte les particules fines, plus légères, en laissant les particules plus grosses et plus lourdes.

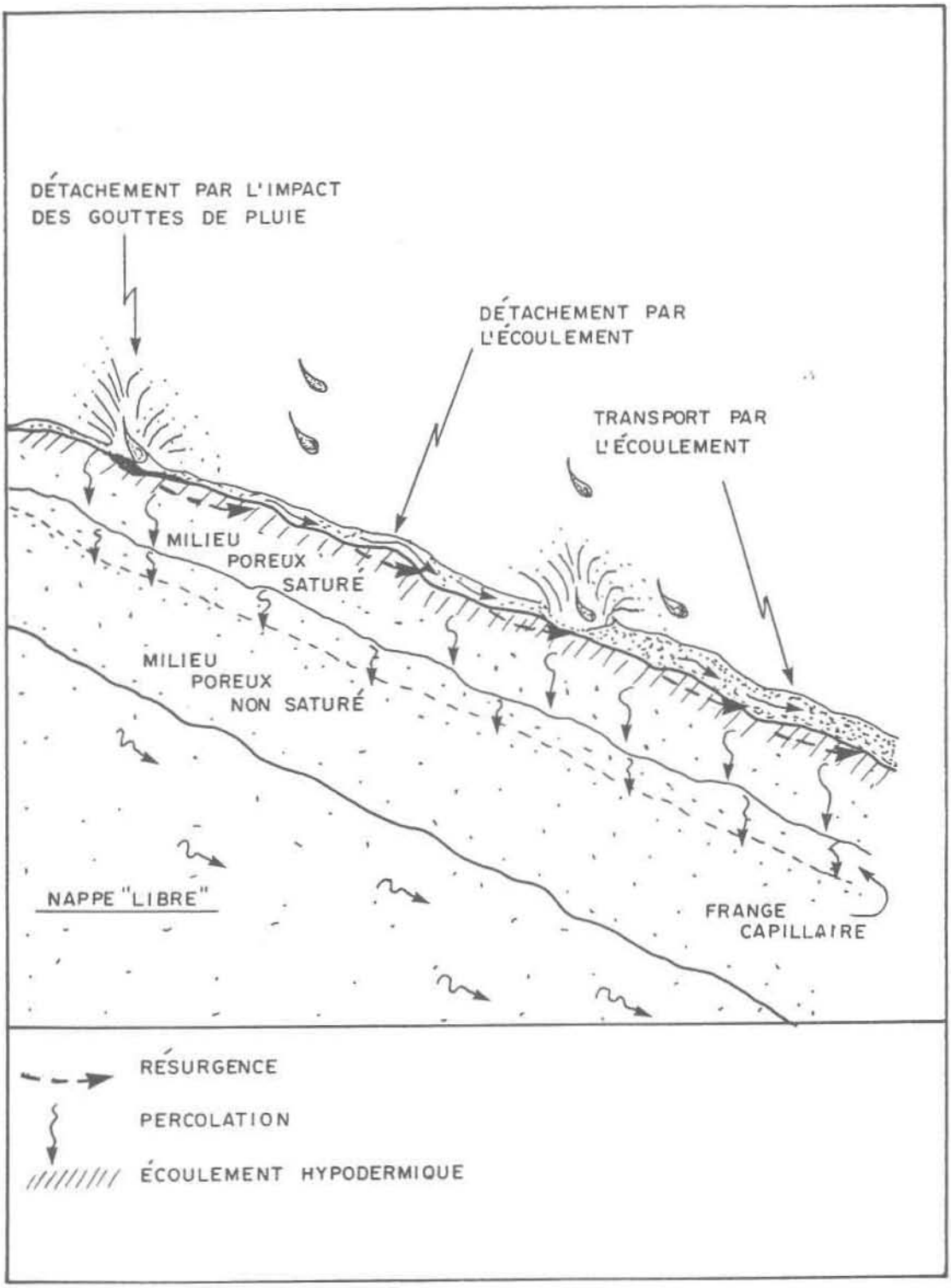


Figure 4.1.1: Action de l'eau sur le sol

Dans chacun des types mentionnés, on peut isoler trois processus fondamentaux reliés à l'énergie disponible lors d'un événement pluvial: le détachement, le transport et le dépôt.

Le détachement consiste à isoler les particules du sol, à défaire les liens qui les rattachent les unes aux autres et leur donnent une certaine cohérence. Il se produit sous les contraintes des gouttes d'eau (impact). Ainsi détachées, les particules peuvent être facilement mobilisées.

Le transport traduit le déplacement des particules par l'eau et provient alors du surplus d'énergie des forces de cisaillement qui ne sont pas dissipées sur le fond par frottement ou par arrachement des particules du sol.

Enfin, la sédimentation survient lorsque l'énergie de l'écoulement ne peut plus transporter les particules. Le dépôt sera alors partiel ou total et plus ou moins rapide selon les caractéristiques de l'écoulement et la nature du matériel.

Cependant, il faut faire intervenir une notion de facteur limitant qui repose sur la capacité de détachement et de transport de l'écoulement et sur la nature et la disponibilité du matériel. Selon Allenzo et al. (1981), cette notion est d'ailleurs la clef des modèles déterministes d'érosion des sols et repose sur l'affectation de l'énergie disponible dans l'écoulement.

Cette énergie que possède un cours d'eau sert à éroder ou à transporter. Pour maintenir les sédiments et l'eau en mouvement, il faut que l'écoulement transfère une partie de son énergie à lutter contre les forces

de friction et de gravité au détriment de sa capacité à éroder. Plus un cours d'eau aura une charge en sédiments importante, moins il peut consacrer de l'énergie à éroder pour augmenter cette charge.

Bien entendu, la disponibilité du matériel est très importante pour connaître l'ampleur du transfert d'énergie vers la capacité de transport. Comme nous l'avons vue en 1.1, les propriétés mécaniques des sols varient avec la granulométrie. À titre indicatif, le graphique de Hjülstrom (figure 4.1.2) est fourni.

On y voit bien le comportement différent des argiles, du limon, du sable ou du gravier. D'ailleurs, Wischmeier et Smith (1978) considèrent que les sols les plus sensibles à l'érosion sont ceux ayant une forte composante limoneuse comme les loams.

La forme des particules joue également un rôle important dans le transport. Une forme sphérique pour un volume donné, offre le moins de surface aux forces de l'écoulement. L'absence d'arête permet aussi moins de prise. Une forme en plaquette (argile et M.O.) offre une surface beaucoup plus grande aux forces de pression pour un même volume que la sphère. En conséquence, les grains arrondis résistent mieux à l'érosion que les particules anguleuses en plaquettes.

La densité du matériel intervient aussi en particulier si la particule est peu ou pas cohésive. La M.O. étant habituellement trois fois moins dense que les particules minérales peut donc être transportée beaucoup plus facilement. Pour Allenzo et al. (1981), il faut accorder beaucoup

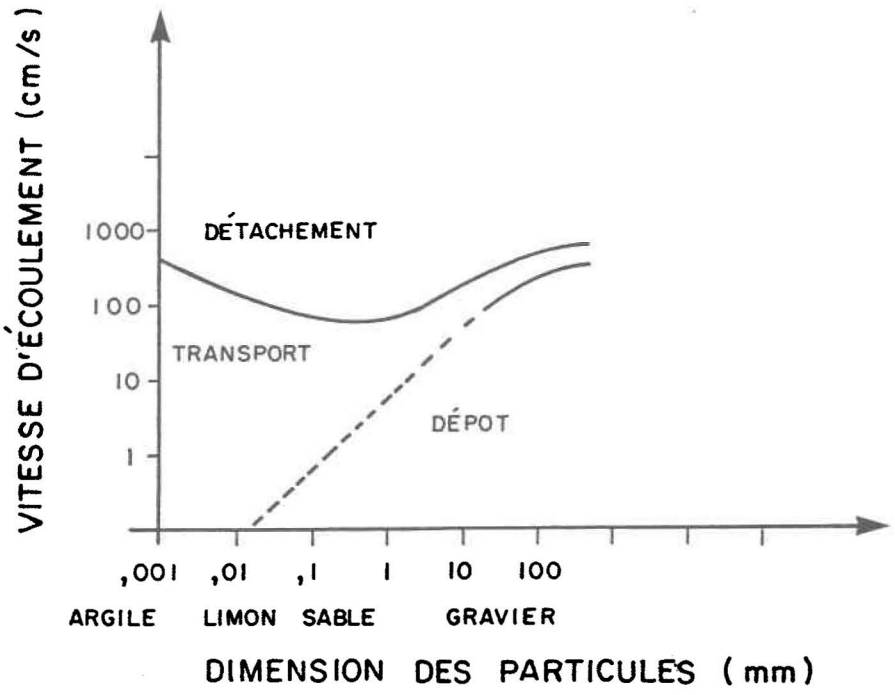


Figure 4.1.2: Influence de la granulométrie sur l'érosion selon Hjulstrom (d'après Derruau, 1978)

d'attention au matériel de faible densité pour des motifs de transportabilité et de qualité de l'eau.

La figure 4.1.3 donne un exemple de la capacité de transport d'un cours d'eau lors d'un événement pluvial donné. On y a mesuré la capacité de transport, le matériel disponible et la charge transportée.

La fraction déposée en premier est généralement la plus grossière ou la plus dense, tandis que celle qui gagne l'exutoire est la plus fine ou la moins dense. Le matériel grossier tend donc à rester dans les champs ou à obstruer le fond des chenaux, d'où l'appauvrissement ou la détérioration du sol qui en résulte.

Afin d'évaluer l'élément limitant, on peut faire le rapport:

$$\frac{\text{Masse disponible pour le transport}}{\text{Masse transportable (capacité)}}$$

Si ce rapport est inférieur à 1, c'est la disponibilité du matériel qui est le facteur limitant, si le rapport est supérieur à 1, c'est la capacité du transport qu'il faut considérer. Compte tenu de l'énergie disponible pour le transport, plus un sol est cohésif ou plus les particules sont grossières, moins la capacité de transport devrait être utilisée. Selon Foster et Meyer (1972) la capacité de transport est rarement toute employée à cause

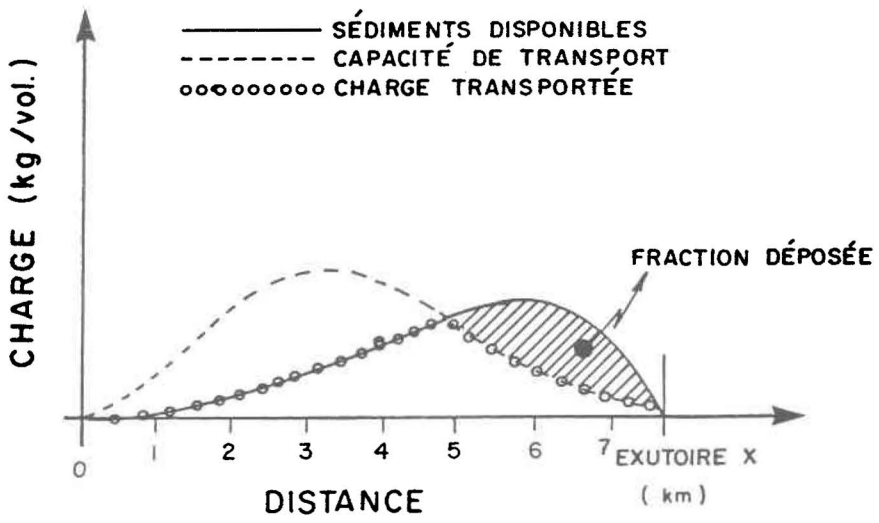


Figure 4.1.3: Effets limitants sur la charge en sédiments (d'après Meyer et Wischmeier, 1969)

des caractéristiques des sols agricoles les mieux entretenus qui limitent le détachement.

Le transport des particules peut se faire de diverses façons, soit par suspension, saltation ou par roulement. Ces trois modes de transport existent généralement dans un site donné. Ils dépendent de la taille des particules, du volume en mouvement, du débit et de la vitesse d'écoulement. Lorsque la charge est trop forte, la vitesse diminue et les déplacements sur ou près du fond dominent.

L'érosion se manifeste à plusieurs endroits et de plusieurs façons et les processus du détachement, du transport et du dépôt respectent les propriétés du milieu.

On peut alors distinguer l'érosion dans les champs qui est produite par la pluie et le ruissellement (cf. érosion en nappe et en rigole) de l'érosion en rigoles (cf. érosion par ravelines).

L'érosion dans les champs provient particulièrement du détachement des particules par la pluie et de leur déplacement local sous l'effet de l'impact et de l'arrachement et du transport par le ruissellement.

L'érosion linéaire en rigoles est essentiellement le fait de l'écoulement concentré qui arrache les sédiments sur son parcours et les transporte ailleurs.

La qualité et la concentration des sols ne dépendent pas uniquement de l'érosion. Les apports laissés dans les champs peuvent aussi dégrader le sol et l'appauvrir. Les trois processus de l'érosion sont repris plus en détail à l'annexe 7.

CONCLUSION

L'érosion dépendant de multiples facteurs, son étude demeure souvent très complexe. Les paramètres retenus ne sont pas toujours mesurables et d'autres ne sont pas mesurés. Quoi qu'il en soit, il ne faut pas omettre de facteurs ayant une influence sensible sur le bilan de l'érosion. Il faut par contre, choisir les formulations mathématiques les plus représentatives de la réalité.

La prochaine section traite des particularités des modèles déterministes d'érosion des sols.

CHAPITRE 5

LES MODÈLES D'ÉROSION

INTRODUCTION

Depuis les graves problèmes de conservation des sols survenus dans les années trente dans le Midwest américain, plusieurs organismes, dont le ministère de l'Agriculture des États-Unis (USDA), ou certaines universités dont celles de Purdue, Indiana ou du Kentuky se sont attaqués au problème de l'érosion des sols. Certains auteurs dont Horton et Musgrave, ont fait figure de précurseurs dans la connaissance des phénomènes reliés à la problématique de l'érosion des sols. Les premières recherches ont porté alors sur la compréhension des phénomènes physiques dont la mécanique des sols. Les propriétés du sol furent aussi étudiées, on s'est ensuite intéressé aux mouvements de l'eau dans et sur le sol.

Entre les deux grandes guerres, l'essor de l'agriculture américaine et la mécanisation très poussée des pratiques agricoles a entraîné une certaine dégradation des sols en particulier autour du bassin de drainage du Mississipi. L'horreur du Dustbowl des années trente a suffi pour insuffler une seconde vague de recherches intensives en vue de cerner tous les processus impliqués dans l'érosion. Yalin (1963), Wischmeir (1959, 1960), Meyer (1965) et Holton (1961) ont particulièrement fait progresser l'état des

connaissances autour des années soixantes. Certains d'entre eux dont Meyer (1958), ont cherché à mettre au point une équation permettant d'estimer les pertes de sol en un endroit donné.

Les éléments d'une telle équation ont été rapidement fixés. On a recherché une méthode d'évaluation de l'érodibilité d'un sol qui soit standard et objective; applicable à l'ensemble du territoire américain (USDA, 1978). Bref une équation universelle de perte des sols (USLE).

Ce type d'équation bâti autour d'évaluations empiriques est utilisé comme un index de sensibilité d'un sol dans une région donnée. Dans son calcul, les phénomènes n'interviennent pas. En effet, la USLE est un modèle de prédiction à long terme (lire ici une année) qui donne des valeurs moyennes pour une région spécifique. C'est un modèle agrégé où tous les paramètres sont mis ensembles dans une même équation formant l'essentiel du modèle.

Avec le développement de l'informatique, l'USDA a mandaté certaines universités américaines spécialisées dans les questions de l'agriculture et la conservation des sols pour construire des modèles d'estimation de l'érosion beaucoup plus précis permettant d'apporter les correctifs nécessaires à la stabilité des sols.

L'Université Purdue, de l'Indiana, et celle de Kentucky par exemple, ont élaboré des modèles déterministes discrétisés, très puissants, qui

peuvent, pour une aire et un laps de temps déterminé, simuler les processus en action et estimer l'érosion à un moment et à un endroit choisi.

La clé du succès réside alors dans la modélisation déterministe qui permet de simuler le comportement d'un système à la suite d'une stimulation connue. Cette approche nécessite une compréhension adéquate du phénomène à modéliser, requiert des connaissances sur les processus physiques et une maîtrise des mécanismes d'action et d'interaction. Pour rendre le système reproductible, il faut réaliser une schématisation impliquant la simplification et l'idéalisation de la réalité perçue. C'est alors la construction d'algorithmes et l'emploi de formulations mathématiques qui permet de reproduire le système, de prédire son état ainsi que son évolution.

Après l'examen de certains modèles déterministes discrétisés, nous avons choisi le modèle ANSWERS. Ce modèle semble avoir les qualités requises pour le Québec.

Les critères qui ont permis de retenir ANSWERS sont les suivants:

- le modèle est transférable d'un bassin à l'autre;
- sa complexité ne l'empêche pas d'être utilisable;
- l'ensemble des données requises est disponible;
- la réponse du modèle est bien détaillée dans le temps et dans l'espace.

Le modèle ANSWERS peut être défini comme un modèle paramétrique matriciel à bilan. C'est un cas particulier des modèles déterministes.

5.1 THÉORIE DU MODÈLE ANSWERS (selon Beasley et Huggins)

But du modèle ANSWERS

L'objectif du modèle ANSWERS est de simuler le comportement de bassins agricoles pendant et à la suite d'un événement pluvial afin de pouvoir planifier et évaluer certaines stratégies permettant un contrôle efficace des sources diffuses de pollution.

Le modèle fonctionne selon une approche distribuée des paramètres, c'est-à-dire que chaque paramètre est incorporé individuellement pour le calcul des algorithmes. Les modèles conventionnels utilisent le principe des paramètres agrégés analysant ces paramètres avant leur entrée. Cette technique de boîte noire comporte donc un manque de sensibilité.

L'analyse distribuée des paramètres permet alors d'accroître les capacités de simulation du comportement naturel d'un bassin. De plus, la simulation peut être appliquée simultanément à l'ensemble du bassin. Il est possible aussi de savoir ce qui se passe en tout point de ce bassin, en

temps voulu. En intégrant l'information de chaque point, on obtient alors le bilan des processus à la sortie de l'écoulement.

Bien entendu, pour des raisons pratiques, l'unité de base ou le "point" sur lequel on travaille doit respecter une superficie minimale (environ un hectare) dans laquelle les conditions physiques sont considérées comme homogènes. L'intérieur de l'unité de base n'est pas défini de sorte que c'est un genre de boîte noire, à cette différence que les conditions peuvent varier sans restriction, entre les unités.

STRUCTURE DU MODÈLE

Le modèle ANSWERS prend comme hypothèse fondamentale qu'en tout point d'un bassin, des relations fonctionnelles existent entre le taux d'écoulement de l'eau et les paramètres hydrologiques qui gouvernent ce taux. L'intensité de la pluie et l'infiltration peuvent alors être utilisées simultanément avec certaines autres composantes appropriées qui servent à modéliser d'autres phénomènes de transport tel l'érosion des sols ou le transport d'éléments dissout dans un même bassin.

Le concept de point doit être étendu à celui d'élément. Un élément est considéré à ce niveau comme une surface où tous les paramètres hydrologiques significatifs sont considérés comme uniformes. Il faut cependant s'assurer qu'un élément est suffisamment petit pour ne pas changer significativement la réponse du bassin à lui seul.

Les éléments utilisés ont une forme carrée afin de faciliter le traitement de l'information et l'analyse du bassin. Ainsi, la simulation du comportement du bassin versant retenu n'en sera que plus fidèle à la réalité.

CONSIDÉRATIONS D'ORDRE HYDROLOGIQUE

Le cycle hydrologique est utilisé par le modèle. Une compréhension détaillée de ce cycle devient donc essentielle à la maîtrise des algorithmes présentés à la page 73. Il existe un ordre logique de mise en action des processus en fonction de la chronologie d'un événement pluvial (figure 5-1.1 et partie 3).

Il convient de noter que les phénomènes de détachement, transport et dépôt (partie 4) sont intimement reliés aux processus hydrologiques et à leur mode d'action.

De par la nature du modèle, la complexité de la simulation en éléments donne théoriquement une réponse du bassin à l'exutoire, qui intègre l'effet des éléments et qui respecte les particularités locales du bassin.

APPLICABILITÉ DU MODÈLE

Le principe des paramètres distribués du modèle ANSWERS fait sa force par la précision de la simulation, mais entraîne également une très grande

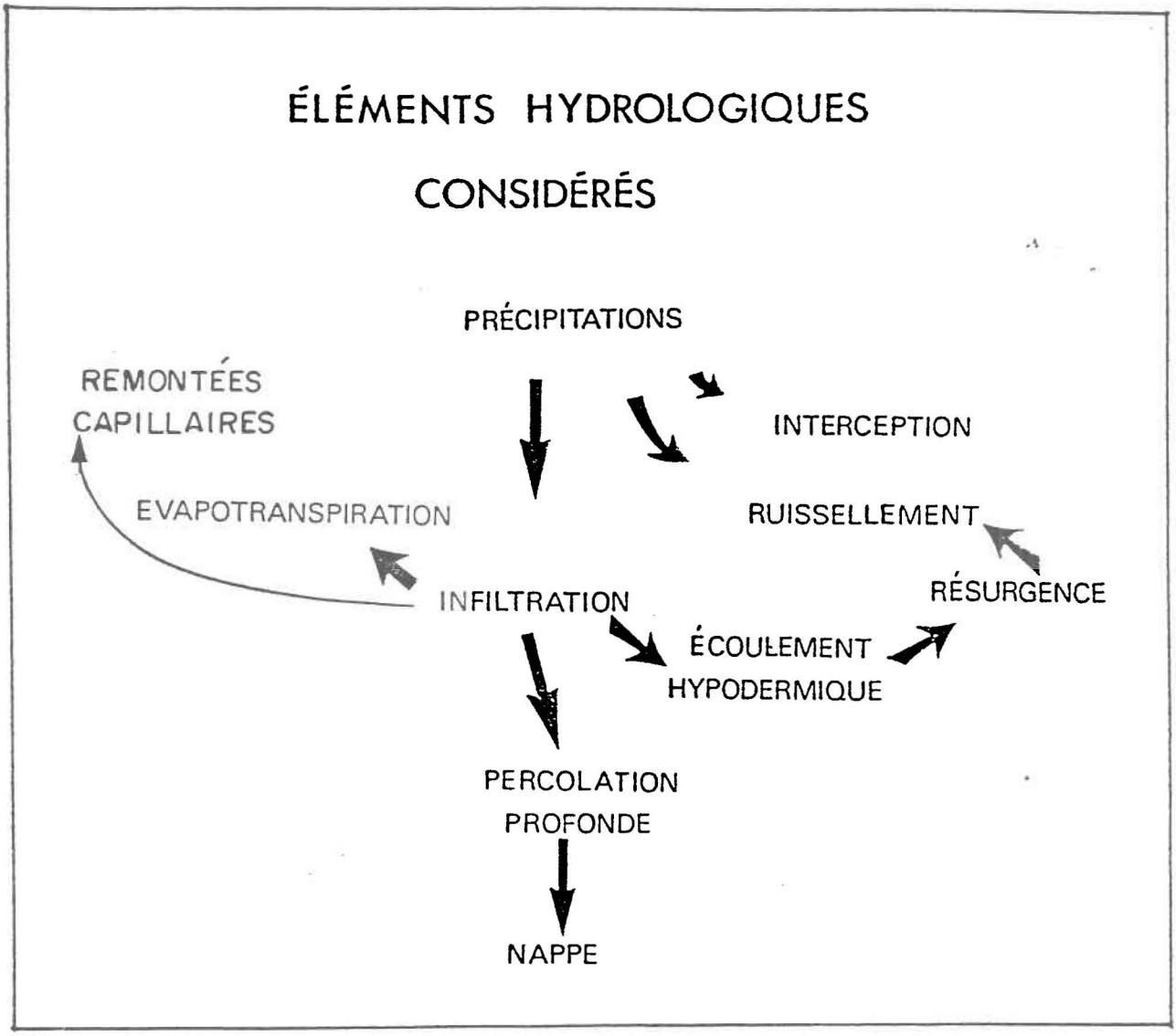


Figure 5.1.1: Eléments hydrologiques considérés

lourdeur à mesure que la quantité d'éléments augmente. Le temps nécessaire au traitement de l'information et à l'analyse informatique augmente rapidement à mesure que l'on veut plus de précision. Pour une saine gestion, il faut donc trouver un compromis qui rend l'entreprise abordable mais qui offre suffisamment de précision pour représenter la réalité. Les limites suggérées à la discrétisation de l'espace donnent les dimensions de 1 à 4 ha. pour chaque élément.

PROGRAMMATION

Le modèle ANSWERS a été traduit en langage FORTRAN, en respectant le schéma d'organisation présenté aux pages 73 et 74.

PRÉPARATION DES DONNÉES

Le manuel de l'utilisateur du modèle ANSWERS décrit en détail la procédure de collecte et d'entrée des données. Pour savoir quelles sont les données requises, leur ordre d'entrée et les renseignements obtenus à la sortie, on peut consulter la prochaine section qui donne un exemple d'utilisation sur un bassin versant.

Le manuel de l'utilisateur contient également des appendices qui décrivent en détail les particularités des différents paramètres en plus d'expliquer leur utilité dans les formules mathématiques retenues. Ces appendices décrivent également la façon d'adapter l'information afin de pouvoir la rendre compatible au traitement informatique.

5.2 SYNTHÈSE DES RELATIONS PHYSIQUES ET MATHÉMATIQUES

Chacune des relations retenues sera discutée séparément. Les hypothèses et les simplifications adoptées seront mentionnées afin de montrer la construction des algorithmes incorporés dans le modèle.

CARACTÉRISATION DE L'ÉCOULEMENT

— L'équation théorique de continuité peut être résolue pour caractériser l'écoulement. Cependant, l'équation empirique de Manning est utilisée pour l'écoulement superficiel et en rigoles.

— La direction que prend l'écoulement dépend de l'information topographique, à savoir la recherche de la pente la plus abrupte. À l'intérieur du carreau, la pente reste homogène et on ne tient pas compte des lignes de crête. La direction de la pente règlera la proportion d'eau qui ira dans les carreaux adjacents. Par exemple, un angle de 45° de la direction de la pente par rapport à l'axe vertical du quadrillage séparera l'eau qui s'écoule hors du carreau en deux quantités égales vers les deux carreaux adjacents. Aucune déviation ne respectant pas la pente n'est donc disponible. De plus, on doit assumer que le drainage souterrain respecte la topographie environnante.

— La résurgence de l'eau souterraine n'est simulée que sommairement, puisque toute l'eau infiltrée qui échappe au réseau souterrain de drainage gagne un unique réservoir d'où l'eau est progressivement relâchée dans le réseau de drainage de surface. On ignore alors la recharge de la nappe profonde et les pertes éventuelles vers un autre bassin.

— Pour l'utilisation de l'équation de Manning, il faut assumer que le rayon hydraulique équivaut à l'épaisseur moyenne de la surface de détention d'un élément, tandis que la largeur de cet écoulement est prise sur une perpendiculaire à l'écoulement d'une bordure à l'autre de l'élément.

— La surface de détention correspond au volume d'eau qui doit être fourni pour entretenir l'écoulement superficiel. On fait la différence entre la précipitation et l'eau qui demeure dans les dépressions du sol, puis on divise par la surface de l'élément. Il est nécessaire que toutes les dépressions soient comblées avant d'estimer le volume d'eau disponible.

Les dépressions du sol qui retiennent l'eau dépendent de la nature du sol, de son utilisation et de la saison étudiée. Elles peuvent donc être estimées par des équations empiriques comme celle de Huggins et Monke (1966).

— Le réseau de drainage peut s'étendre sans restriction sur le bassin mais il doit être continu et chaque élément ne peut contenir qu'un unique segment de canal, ce qui peut devenir restreignant lorsqu'il existe un réseau dense. Seules des variations de 45° sont permises lorsque l'on donne

l'angle d'écoulement d'un élément ayant un canal. On peut cependant donner un angle différent au canal et à l'écoulement superficiel.

LA PRÉCIPITATION

— La mesure du taux de précipitation qui atteint la surface dépend du pluviographe disponible et de l'interception par la végétation. Plusieurs pluviographes (maximum 4) peuvent mesurer la précipitation, ce qui permet différentes configurations de l'intensité de la précipitation durant un orage.

— La précipitation interceptée par la végétation ne joue qu'un rôle au début de l'événement pluvial. Rapidement, cette fonction décroît dans le temps. Pour un orage violent l'interception reste mineure; elle est donc très idéalisée, à savoir que la capacité d'interception est constante pour une même sorte de culture. On ne tient pas compte alors des particularités du champ. De plus, pendant l'événement pluvial, on ne tient pas compte de l'évapotranspiration qui reste négligeable par rapport aux quantités totales de pluie en jeu. Des valeurs (coefficients) de rétention pour différentes sortes de cultures ont été suggérées par Horton (1940).

Tant que la capacité d'interception n'est pas satisfaite, un certain volume d'eau y est affecté (de façon exponentielle décroissante). Lorsque cette capacité est satisfaite, il est assumé que la valeur de la précipitation lue sur le pluviographe correspond à la quantité qui atteint le sol.

INFILTRATION

— Le modèle ANSWERS est très sensible à la composante de l'infiltration en raison du rôle continu et non négligeable qu'elle joue particulièrement lors des averses modérées. Il n'existe cependant pas d'équation universellement acceptée dans la littérature; en effet chacune possède des lacunes en certaines occasions. L'équation de Holtan modifiée par Overton en 1965, a été retenue pour le modèle. La variable indépendante principale est le contenu en eau du sol plutôt que le temps. La quantité d'eau infiltrée dépend de la proportion de sol inondé. L'existence d'une zone de contrôle près de la surface règle l'infiltration selon l'analyse faite par Holtan.

Le principe de fonctionnement repose sur le degré de saturation de la zone de contrôle qui règle le taux instantané d'infiltration. Il varie avec certaines caractéristiques physiques traitées dans la partie 2.1.

— L'eau infiltrée peut migrer. Si la capacité au champ est dépassée dans la zone de contrôle, alors le surplus d'eau est évacué vers les canaux de drainage après s'être rendu dans les réservoirs disponibles.

L'eau souterraine prend le chemin du drainage souterrain ou celui de la vidange de la nappe. Le surplus d'eau gagne toujours la nappe. Lors de la

vidange de la nappe, si l'eau qui regagne l'élément entre à un taux supérieur à la capacité de drainage, le surplus est conservé dans un réservoir. Le taux de vidange vers les carreaux est relié au volume d'eau disponible; ce taux reste égal sur tous les segments de canal. Si un bassin ne possède pas de canaux, seule l'eau de ruissellement gagne l'exutoire.

DÉTACHEMENT ET MOUVEMENT DES SÉDIMENTS

— Deux processus distincts existent: le transport et le détachement, mais quatre modes d'action sont disponibles. Le transport par la pluie est assumé négligeable par rapport à la capacité de transport de l'écoulement. Pour le détachement des particules par la pluie et par l'écoulement, les formules de Meyer et Wischmeier (1969) retenues reposent sur l'intensité de la précipitation et le débit. L'essence de ces formules provient du concept de la concentration de l'énergie cinétique et des forces de pression.

— La capacité de transport repose sur le maintien d'une énergie suffisante pour évacuer les particules prises en charge. Le concept d'énergie disponible pour le transport, ou pour le détachement demeure la base du phénomène de l'érosion. Les formules qui estiment le potentiel de transport reposent sur l'écoulement laminaire ou turbulent selon une prodécure linéaire pour chacune des deux régions.

Il a fallu cependant simplifier le phénomène pour rendre opérationnelle la formule. On assume que l'eau de résurgence ne transporte pas de sédiments. Les sédiments redéposés sont considérés réattachés au sol. La pluie ne détache pas de sédiments dans les canaux. De plus, seuls les sédiments déposés dans les canaux sont érodibles. Un canal est considéré comme étant indestructible.

— Le matériel disponible pour le transport sur un élément provient de l'élément lui-même et des carreaux adjacents. Le surplus de sédiments est alors déposée dans l'élément considéré. Le tout est en relation étroite avec l'écoulement de l'eau et respecte l'équation de continuité.

PRATIQUES DE GESTION

— Le modèle ANSWERS peut simuler le comportement de certaines pratiques culturales, d'utilisations du territoire ou de pratiques de gestion, en vue de limiter l'érosion et la pollution diffuse. Des limites aux essais en vue d'améliorer la conservation des terres existent de sorte que quatre types d'essais sont retenus dans le modèle, soit l'inclusion:

- d'étangs de rétention;
- de canaux intercepteurs de ruissellement;
- végétation dans les canaux;
- protection des rebords de champs.

Une procédure effectue alors les modifications sur les paramètres requis sans modifier de façon majeure les compilations du programme. Si on veut agir à un autre niveau, il faut modifier les données elles-mêmes.

Le fonctionnement des deux premières pratiques repose sur un effet de trappage des sédiments et de l'eau, tandis que les deux autres pratiques empêchent le détachement du sol.

Le programme suppose que la modification a bien été faite, est totalement efficace et persistera telle quelle. On suppose donc que ces structures sont indestructibles et qu'elles ne perdent pas de leur efficacité.

DESCRIPTION DES PARAMÈTRES UTILISÉS

L'annexe 8 décrit les différents paramètres utilisés dans les formules mathématiques des pages suivantes et la façon de les trouver dans la documentation. La signification physique de chacun d'entre eux pourra être obtenue dans les parties 2, 3, 4, de ce mémoire ou plus sommairement dans le manuel de l'utilisation du modèle ANSWERS.

LES ÉQUATIONS DU MODÈLE

Les figures I et II représentent la structure de fonctionnement du modèle pour l'élément. Les chiffres qui les accompagnent réfèrent aux processus pris en compte par le modèle qui sont présentés ci-après.

LISTE DES PARAMÈTRES

A : Infiltration maximale (en surplus de FC)
A_i : Surface;
CDR : Constante d'érosion (culture) de USLE;
D : Variation de la réserve d'eau à la surface d'un élément;
DEP : Volume d'eau emmagasiné à la surface;
DR : Taux de drainage de l'eau de la zone de contrôle;
DETR : Taux de détachement par la pluie;
DETF : Taux de détachement par l'écoulement;
DIR(K): Surface de rétention;
FC : Infiltration de base;
FMAX : Capacité d'infiltration;
GWC : Capacité d'emmagasinement en eau gravitationnelle de la zone de contrôle;
H : Hauteur au-dessus du niveau de référence;
HU : Amplitude du micro-relief
I : Intrants;
M : Débit sortant de l'élément M;
P : Exposant donnant la décroissance de l'infiltration;
PIV : Volume d'eau emmagasinable dans la zone de contrôle;
Q2 : Débit entrant dans l'élément M;
QD : Débit fourni par le présent carreau;
QL : Débit provenant des carreaux adjacents;
Q(M) : Taux de départ d'eau dans l'élément;
RFL : Fraction de l'eau s'écoulant vers l'élément adjacent;
ROUGH : Coefficient caractérisant la surface;
R : Intensité de la précipitation
S : Réserve d'eau;
SC : Profondeur de l'écoulement;
SL : Intensité de la pente;
SKDR : Constante de d'érosion (sol) de USLE:
SSTOR : Surface d'emmagasinement;
T : Temps;
TF : Capacité potentielle de transport;
TP : Porosité de la zone de contrôle;
Y : Volume d'eau infiltré.

Équation de continuité

$$I - Q = \frac{ds}{dt} \rightarrow Q2 - Q(M) = D$$

(1) Équation de Manning

$$Q2 = QL + QD \bullet ((SSTOR - DIR(K)) \bullet SC - Y$$

Variation des apports / départs

(2) Fractionnement de l'écoulement vers les éléments adjacents

$$RFL = \frac{\tan \Theta}{2} \text{ si } \Theta < 45° \quad \text{ou} \quad RFL = \frac{1 - \tan (90 - \Theta)}{2} \text{ si } 45° < \Theta < 90°$$

(3) Estimation de la surface de rétention

$$DEP = HU - ROUGH \bullet \left(\frac{H}{HU}\right)^{.1/ROUGH}$$

(4) Évaluation de l'infiltration

$$FMAX = FC + A \bullet \left(\frac{PIV}{TP}\right)^{P}$$

(5) Drainage de la zone de contrôle

$$DR = FC * \left(\frac{1 - PIV}{GWC}\right)^{3}$$

(6) Détachement du sol par la pluie

$$DETR = .108 \bullet CDR \bullet SKDR \bullet A_i * R^2$$

(7) Détachement du sol par l'écoulement

$$DETF = .90 \bullet CDR \bullet SKDR \bullet A_i * SL * Q$$

(8) Capacité de transport

$$TF = 161 \bullet SL \bullet Q^{.5} \text{ si } Q \leq ,046 \text{ m}^3/\text{min}$$

$$TF = 16,320 \bullet SL \bullet Q^2 \text{ si } Q > ,046 \text{ m}^3/\text{min}$$

* Ces équations sont représentées aux figures 1 et 2.

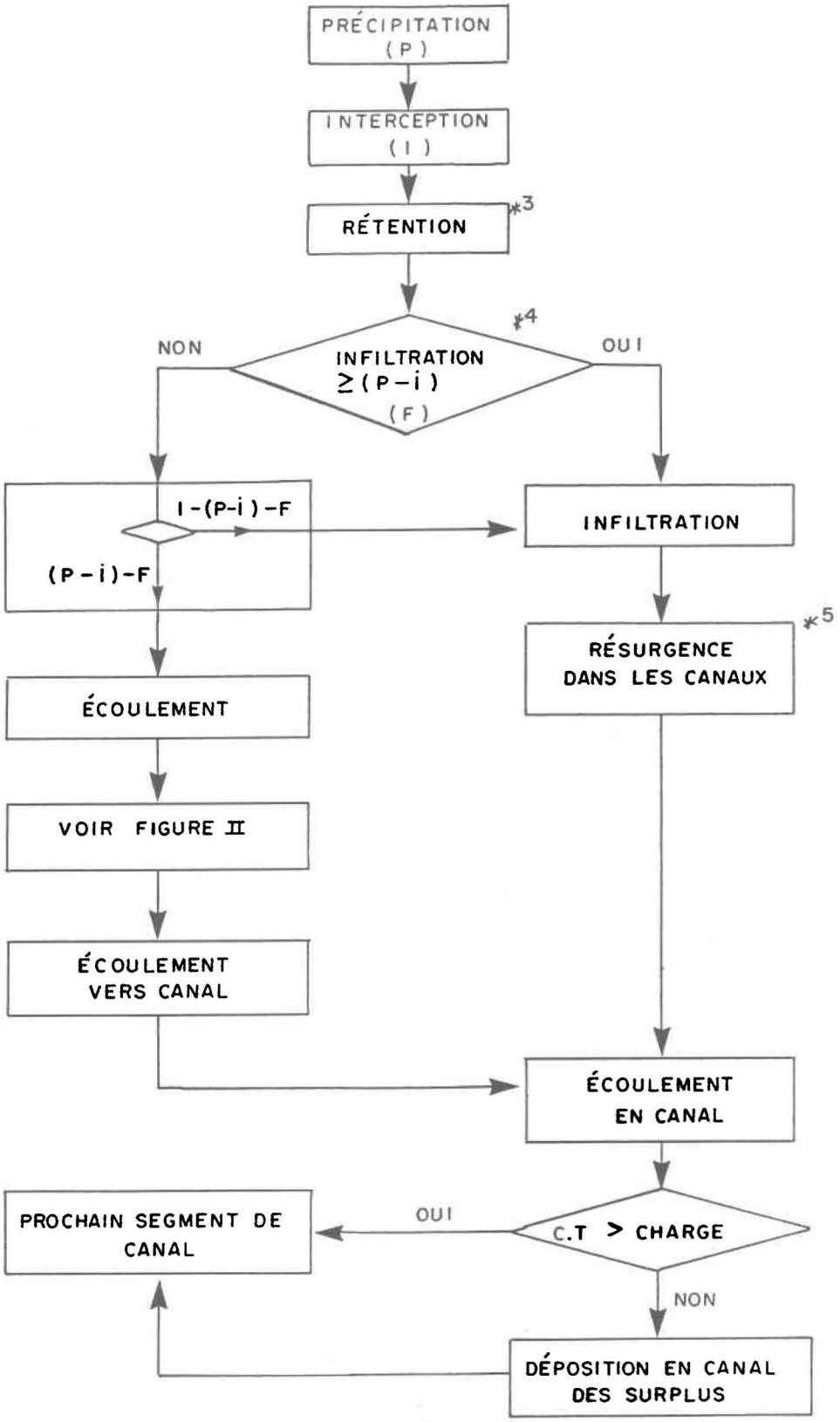


Figure 1: Structure de fonctionnement du modèle

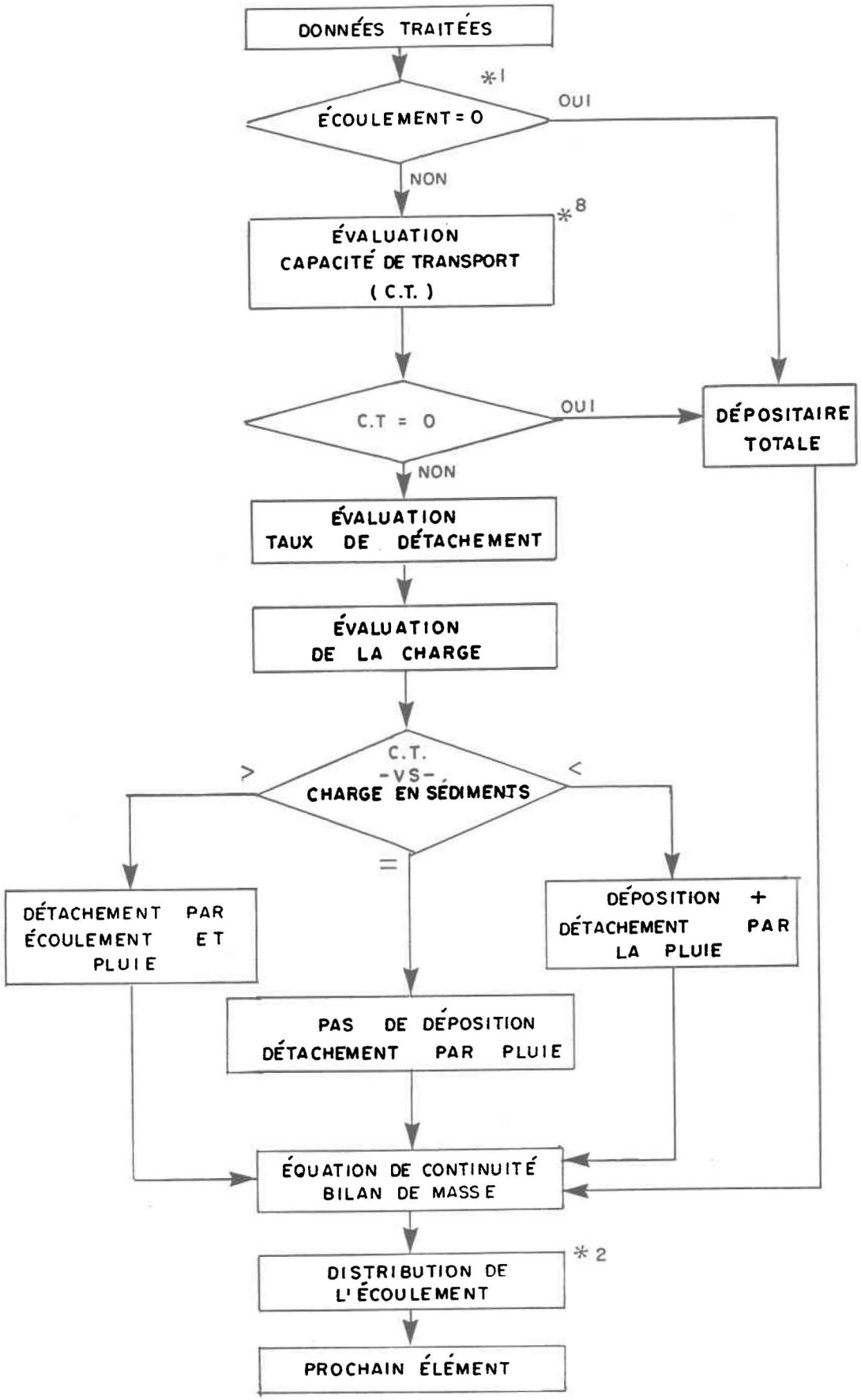


FIGURE 2: Structure de fonctionnement du modèle.

CONCLUSION

Lorsque l'on cherche à reproduire un phénomène naturel, il faut d'abord le comprendre. La simplification n'interviendra que pour conserver les processus ayant une influence ou un rôle significatif ou bien pour obtenir la précision requise en rapport avec nos besoins. Cependant, après analyse des hypothèses de construction du modèle ANSWERS, il ressort que de nouvelles simplifications "accommodantes" sont effectuées selon la disponibilité des formulations mathématiques et leur maniabilité, compte tenu des données disponibles et de leur qualité à être incorporée à un modèle. D'ailleurs, dans la prochaine partie, le modèle ANSWERS sera testé et nous pourrons évaluer sa précision et son degré de maniabilité suite aux hypothèses posées dans ce modèle. Nous procéderons en comparant les résultats estimés à des résultats mesurés.

CHAPITRE 6

ESSAI DU MODÈLE ANSWERS

INTRODUCTION

Afin de vérifier la précision de simulation du modèle ANSWERS, nous avons décidé de le faire fonctionner dans le contexte agricole québécois. Cet essai permet de vérifier le degré d'adéquation entre les sorties du modèle et les valeurs mesurées lors d'un événement pluvial. De plus, on peut identifier la sensibilité des divers algorithmes et la variation des paramètres qui sont partiellement arbitraires, c'est-à-dire que les valeurs fixées à ces paramètres sont de nature empirique et souvent tirés d'abaque ou de méthodes suggérées.

Pour l'essai du modèle ANSWERS, on a choisi un bassin versant sur lequel on pouvait extraire toute l'information pertinente selon une procédure déterminée. De plus, avant d'entreprendre l'analyse du modèle, il a également fallut s'assurer, comme nous le verrons, de la meilleure précision possible des données.

6.1 APPLICATION

6.1.1 DESCRIPTION DU BASSIN MODÉLISÉ

Le choix du bassin de la rivière du Moulin vient de la disponibilité de données d'échantillonnage. L'existence d'une station de mesure de débit,

ainsi que d'une station de qualité des eaux sur ce bassin agricole depuis trois ans, en plus d'un pluviographe (station 120701) en ont fait un site idéal pour vérifier la puissance du modèle ANSWERS.

Ce bassin est situé sur l'Ile d'Orléans. Son exutoire (qui ne coïncide pas avec la station 120701) débouche sur le chenal sud du Saint-Laurent. D'une superficie de 3,5 km^2, ses coordonnées à l'exutoire sont 70°59' ouest par 46°53' nord. La figure 6.1a montre le bassin versant, sa position sur l'Ile d'Orléans et un schéma de son réseau hydrographique modifié pour les besoins de l'agriculture.

Sis sur la formation appalachienne, ce bassin versant est peu accidenté; son réseau de drainage suit la structure géologique mise à découvert par la dernière glaciation. Cependant, à l'approche des rives du Saint-Laurent, son cours dévie à cause de l'entaille creusée par l'ancêtre du Saint-Laurent (Germain, 1982).

Cependant, nous pouvons considérer ce bassin agricole comme représentatif du type d'agriculture pratiqué dans la vallée du Saint-Laurent (héritage du régime seigneurial, diversité des cultures d'un champ à l'autre, pente faible, prédominance des loams, etc.; voir figure 6.1 b et 6.1 c).

6.1.2 COLLECTE ET TRAITEMENT DES DONNÉES

La procédure de traitement de données suit l'ordre suivant:

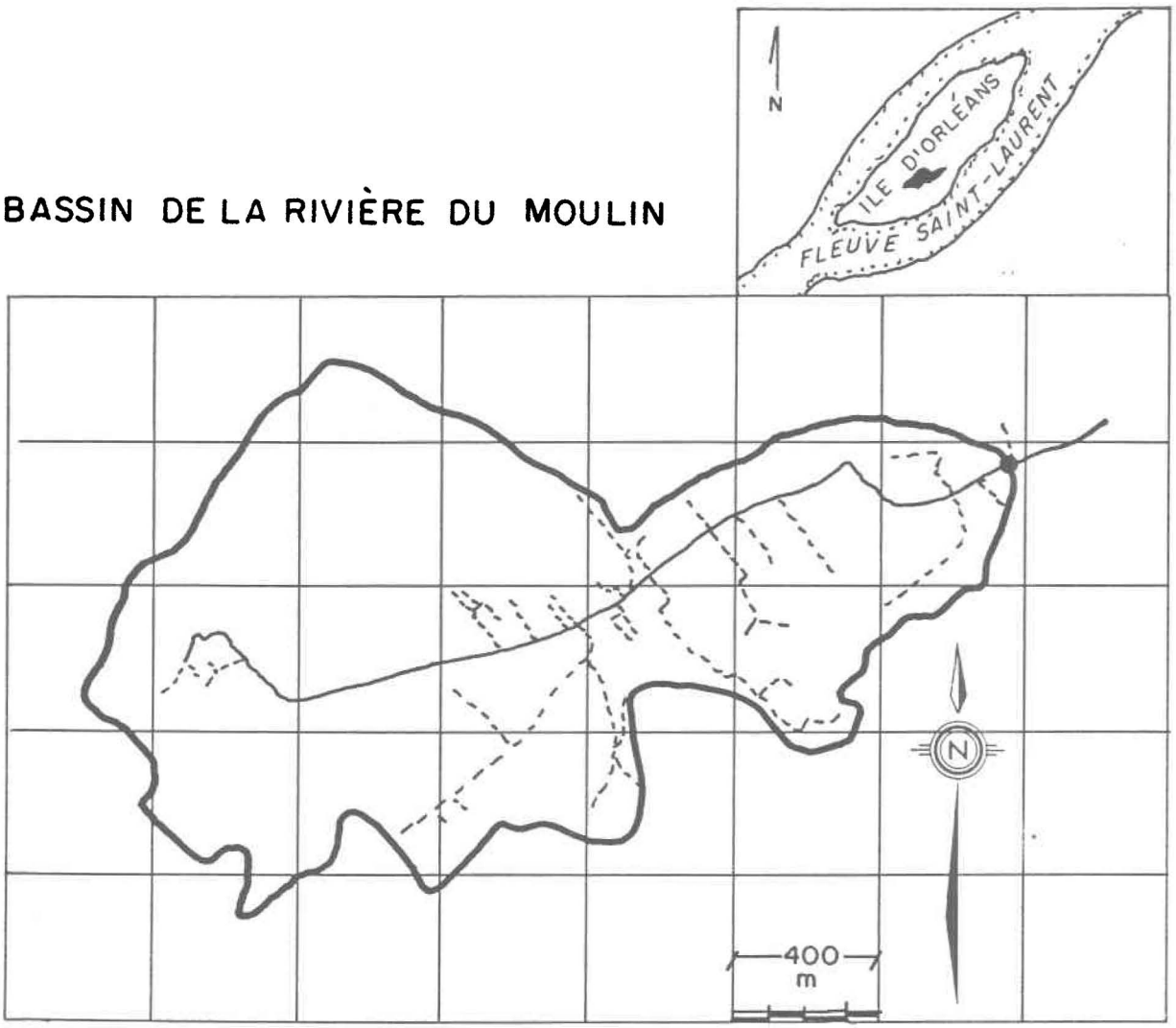


Figure 6.1a: Bassin de la rivière du Moulin

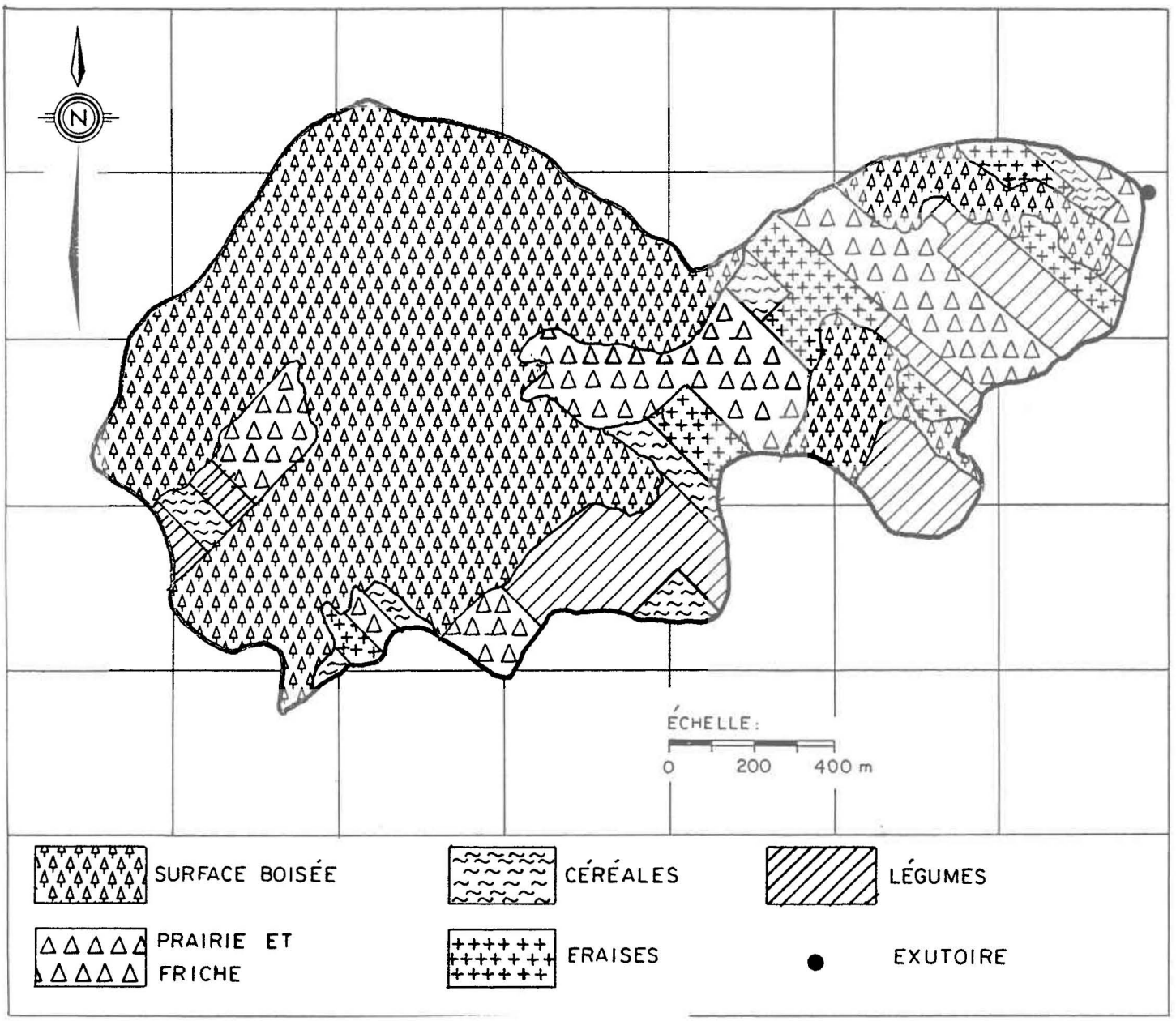
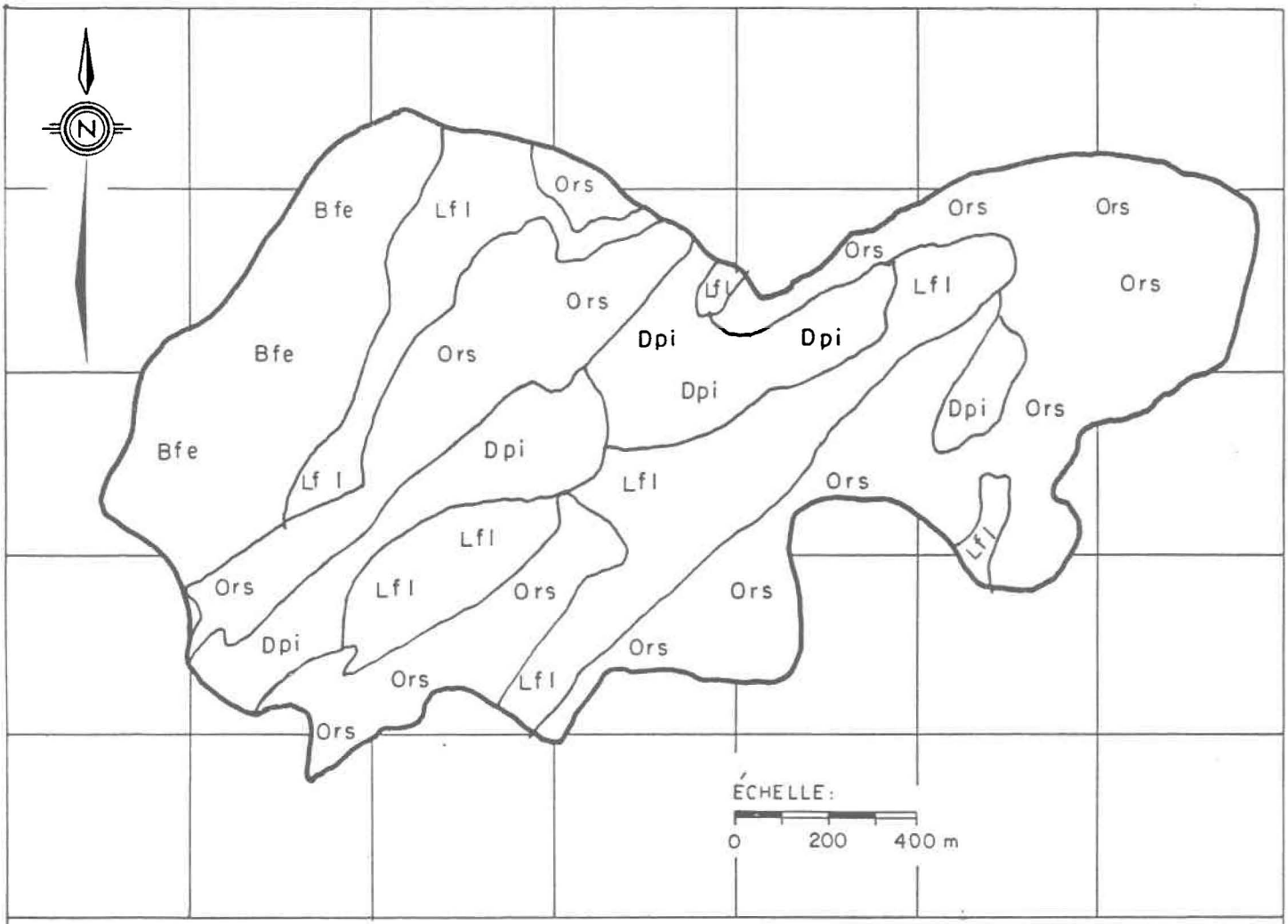


Figure 6.1b: Carte schématique des cultures



Bfe: Podzol humo-ferrique orthique (loam sableux)
Lfl: Brunisol dystrique gleyifié (loam limono-argileux)
Ors: Brunisol dystrique éluvié (loam limono-argileux)
Dpi: Gleysol humique orthique (argile limoneuse)
● Exutoire

Figure 6.1c: Carte des sols (Source: Rapport pédologique de l'Ile d'Orléans, Min. Agr. Qué. Ser. de rech. en sol, 1979, 42 p.)

A. Reconnaissance du bassin selon les spécifications du manuel de l'utilisateur.

Les données viennent de plusieurs sources. Les coordonnées géographiques, la délimitation du bassin et la mesure de l'intensité des pentes viennent de cartes topographiques au 1 : 5000 de l'Île d'Orléans.

Les renseignements sur les sols viennent du rapport pédologique de l'île d'Orléans rédigé par le ministère de l'Agriculture du Québec. Les données sur le drainage souterrain et les cultures pratiquées viennent également de ce ministère.

Enfin, des photographies aériennes au 1 : 15840 émises par le ministère de l'Énergie, Mines et Ressources, séries Q80107 148-149-150-151 et Q65349 136-137-138-139 ont servi à vérifier les données ci-haut mentionnées.

B. Choix et traitement d'événements pluviaux caractérisés par leur violence et leur durée.

Les données de précipitation ont été collectées grâce à un pluviographe à augets basculeurs qui mesure la durée et l'intensité de la précipitation à un tambour sur lequel est installé un stylo et qui tourne en continu sur lui-même. Une rotation complète se fait en 24 heures.

Trois années des précipitations ont été analysées et trois averses ont été retenues malgré des problèmes de fonctionnement dans la minuterie du tambour.

Les critères de sélection furent:

- Averse isolée; 6 heures sans autre pluie avant et après l'événement.
- Durée maximale de 500 minutes pour ne pas alourdir le traitement et la simulation.
- Violence de la précipitation suffisante pour déclencher de l'érosion, soit une montée appréciable (> 200 mg/l) des solides en suspension dans l'eau.

C. Collecte des données de débits et des solides en suspension à l'exutoire du bassin de la rivière du Moulin

Un appareil de mesure des débits de marque Foxboro et fonctionnant à l'aide de la pression créée par l'eau coulant dans la rivière du Moulin donne le niveau de l'eau. Une courbe des débits correspondant au niveau permet de déduire le volume d'eau s'écoulant à chaque seconde. Les débits correspondant aux événements pluviaux ont alors été recherchés.

Un autre appareil automatique de cueillette d'échantillons d'eau a également permis de trouver les solides en suspension dans l'eau de la rivière. Les échantillons furent pris à chaque 2 mm de pluie tombée.

Nous tenons cependant à souligner que les données du pluviographe, de débits et d'échantillonneur ont été gracieusement fournies par le Service de l'assainissement, agricole du ministère de l'Environnement du Québec.

D. Constitution des fichiers informatiques après traitement et adaptation des données.

E. L'analyse de sensibilité porte sur les paramètres les plus arbitraires, c'est-à-dire ceux qui proviennent d'un index, ou bien qui ont été fixés empiriquement.

On effectue alors des simulations en faisant varier les paramètres un à un et on regarde les résultats de sortie en les comparant pour estimer l'effet de chaque paramètre sur la sensibilité du modèle. Une liste des paramètres montrant leur sensibilité et leur importance relative est alors dressée. Les tableaux 6.1.1a et 6.1.1b montrent l'effet de la variation des paramètres sur l'hydrogramme et les sédiments en suspension.

Tableau 6.1.1a: Influence des paramètres sur l'hydrogramme et sur les sédiments en suspension (augmentation)

EFFET	PARAMÈTRE*	GRF Fraction d'eau de résurgence / unité de temps	FC Taux d'infiltration	CDR Constante d'érosion (culture)	SKDR Constante d'érosion (sol)
HYDROGRAMME	Amplitude du pic	Effet proportionnel AUGMENTATION	Effet inversement proportionnel DIMINUTION	Effet inversement proportionnel DIMINUTION (légère)	Effet inversement proportionnel DIMINUTION (légère)
	Propagation de l'onde	RETARDÉ	RETARDÉ	RETARDÉ (légèrement)	RETARDÉ (légèrement)
SÉDIMENTS	Amplitude du pic	Effet inversement proportionnel DIMINUTION En réalité, effet de dilution seulement	Effet inversement proportionnel DIMINUTION	AUGMENTATION	AUGMENTATION
	Propagation de la pointe	AVANCÉ	RETARDÉ	INCHANGÉ	INCHANGÉ

* Voir équations de la section 5.2

Tableau 6.1.1b: Influence des paramètres sur l'hydrogramme et sur les sédiments en suspension (augmentation)

EFFET		PARAMÈTRE* HU (Amplitude de la rugosité)	RC (Coefficient de rugosité)	N (N de Manning)	DF (Zone de contrôle
HYDROGRAMME	Amplitude du pic	Effet proportionnel AUGMENTATION	Effet inversement proportionnel DIMINUTION	Effet inversement proportionnel DIMINUTION	Effet inversement proportionnel DIMINUTION
	Propagation de l'onde	RETARDÉ	INCHANGÉ	RETARDÉ	RETARDÉ
SÉDIMENTS	Amplitude du pic	Un effet non linéaire est obervé à cause de l'équation considérée. Pour notre cas, la modification du paramètre.	Effet inversement proportionnel DIMINUTION	Effet inversement proportionnel DIMINUTION	Effet inversement proportionnel DIMINUTION
	Propagation de la pointe	Dépendamment où nous sommes à l'origine, peut entraîner une augmentation ou une diminution de l'érosion (voir annexe 3).	AVANCÉ	INCHANGÉ	AVANCÉ

* Voir équations de la section 5.2

D'après les résultats des modifications, certains paramètres répondent plus que d'autres. On peut alors établir une sensibilité relative:

Pour l'érosion:

$$FC > GRF > SKDR \cong CDR > RC > N > HU > DF$$

Pour l'hydrogramme:

$$GRF > FC > RC > HU > N > DF > SKDR \cong CDR$$

Le comportement des paramètres est maintenant connu et on peut alors se livrer à une calibration du modèle sur des valeurs mesurées.

6.1.3 CALIBRATION DU MODÈLE

Afin d'obtenir la meilleure précision possible, on a travaillé avec trois événements pluviaux. Chacun de ces événements possède des caractéristiques distinctes dans la distribution de l'intensité de la précipitation, ce qui permet de réaliser de meilleures interprétations puisque l'on couvre plus de possibilités et de situations que pour un événement unique.

Ce genre de choix permet de faire des recoupements de sensibilité lors de la variation des paramètres. De plus, les modifications à l'hydrogramme ou à la concentration des sédiments en suspension doivent être satisfaisantes pour chaque élément pluvial. Dans le cas contraire, il faut alors vérifier ce qui survient. La variation de la valeur des paramètres est alors beaucoup plus sûre et les valeurs finales peuvent être retenues avec beaucoup plus d'assurance.

Malheureusement, l'emploi de méthodes de calibration automatique disponibles à l'INRS-Eau n'a pu être possible à cause de la lourdeur du modèle. Une seule simulation revenait à environ 150 secondes en temps CPU sur l'ordinateur CDC de l'Université. Le coût de la calibration aurait atteint une somme exhorbitante compte tenu des centaines de simulations qu'il aurait fallu réaliser.

On a dû alors se restreindre à une calibration manuelle appelée calibration par essais et erreurs qui consiste à modifier un à un les paramètres d'après les résultats obtenus des simulations précédentes que l'on a comparé avec les valeurs mesurées (Isabel, 1983).

L'utilisation de l'analyse de sensibilité pour calibrer le modèle est alors très utile puisque l'on sait dans quel sens varier les paramètres pour obtenir un meilleur ajustement des courbes mesurées et simulées.

Le tableau 6.1.2 montre la modification subie par les valeurs initiales trouvées lors du traitement de l'information.

Les valeurs finales, compte tenu de la sensibilité relative des paramètres et des interelations qui peuvent exister entre ces mêmes paramètres, sont considérées comme satisfaisantes. L'adéquation du modèle est valable si on prend en considération les limitations de la méthode de calibration par essais et erreurs que Isabel (1983) considère comme:

- existence d'un biais relié à la subjectivité;
- ajustement évalué visuellement;
- nécessité d'une connaissance profonde de la structure du modèle;
- respect de la sensibilité relative des paramètres;
- temps requis pour effectuer la calibration.

Une fois les valeurs des paramètres considérées comme satisfaisantes, nous avons pu nous livrer à une analyse des résultats des simulations en composant avec les valeurs mesurées. La prochaine section présentera ces remarques.

Il faut souligner que idéalement, cette analyse devrait se faire sur des événements n'ayant pas servi à la calibration sur ce bassin et sur d'autres.

Cependant, suite à la variation de certains paramètres, on peut conclure à la nécessité de bien connaître le bassin étudié. Dans les cas concrets où le modèle ANSWERS pourrait être employé, il faut retenir que les bassins agricoles ne sont généralement pas jaugés; en fait aucun appareillage n'y existe à cause de leur faible taille ($< 100\ km^2$), ce qui fait que

Tableau 6.1.2: Valeurs des paramètres retenus

PARAMÈTRE	VALEUR INITIALE	VALEUR FINALE
GRF	Ajusté en relation avec la vidange du bassin	
FC	27,5 mm/h	10,0 mm/h
CDR	,02 à ,Ø4	,02 à ,04
SKDR	,01 à ,50	,01 à ,50
HU	INCHANGÉ	
RC	INCHANGÉ	
N	,115 à ,25	,27 à ,32
DF	50 à 180 mm	50 à 80 mm

les valeurs du modèle ne sont pas calibrées, entraînant ainsi une plus grande marge d'erreur entre les valeurs simulées et celles qui seraient observables. La transposabilité du modèle, d'un bassin à l'autre, est donc limitée.

6.2 LES RÉSULTATS

Après la calibration du modèle, nous avons analysé trois événements pluviaux au cours des années 1982, 1983 et 1984. Le premier événement s'est produit à la fin de l'été 1982, tandis que le second s'est produit en juillet 1983 et le dernier a eu lieu en juin 1984. Les graphiques montrant les hydrogrammes simulés et observés, les concentrations en sédiments ainsi que les histogrammes des précipitations sont présentés aux figures 6.2a à 6.4b.

Il convient de noter que pour les événements de juillet 1983 et de juin 1984, les courbes des hydrogrammes observés ont été ajustées pour ramener le débit initial à zéro.

INTERPRÉTATION

Il est important de noter que les sorties du modèle ANSWERS fournissent des renseignements sur:

- l'hydrogramme de crue;
- les sédiments en suspension (concentration et charge)
- le patron de précipitation;
- la proportion de la pluie qui a ruisselé;
- le bilan de masse pour chaque carreau;
- l'accumulation de sédiments dans les carreaux;

Figure 6.2a: Courbes de débits simulés et observés pour l'événement du 25/08/82

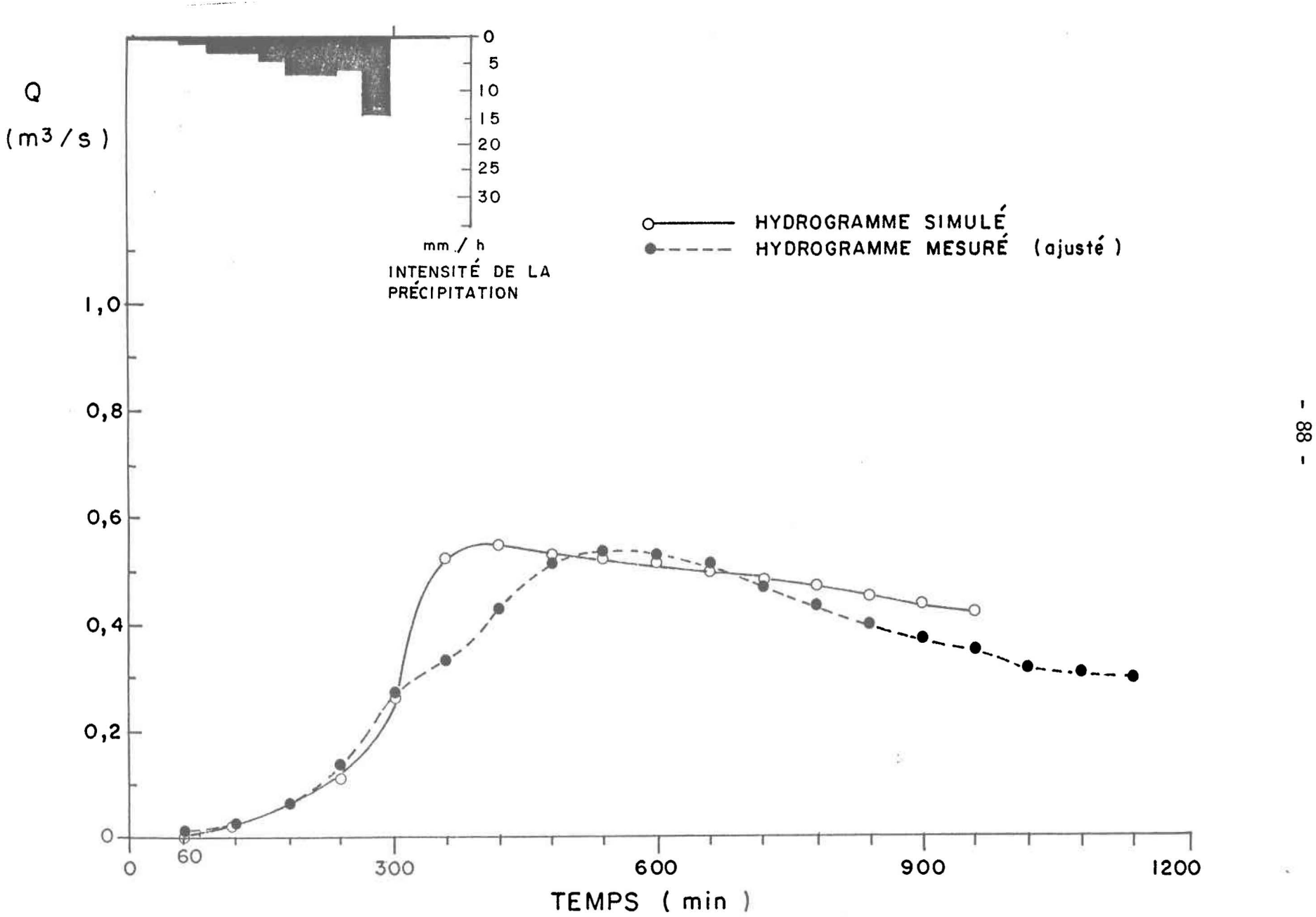


Figure 6.2b: Concentrations observées et simulées des sédiments en suspension pour l'événement du 25/08/82

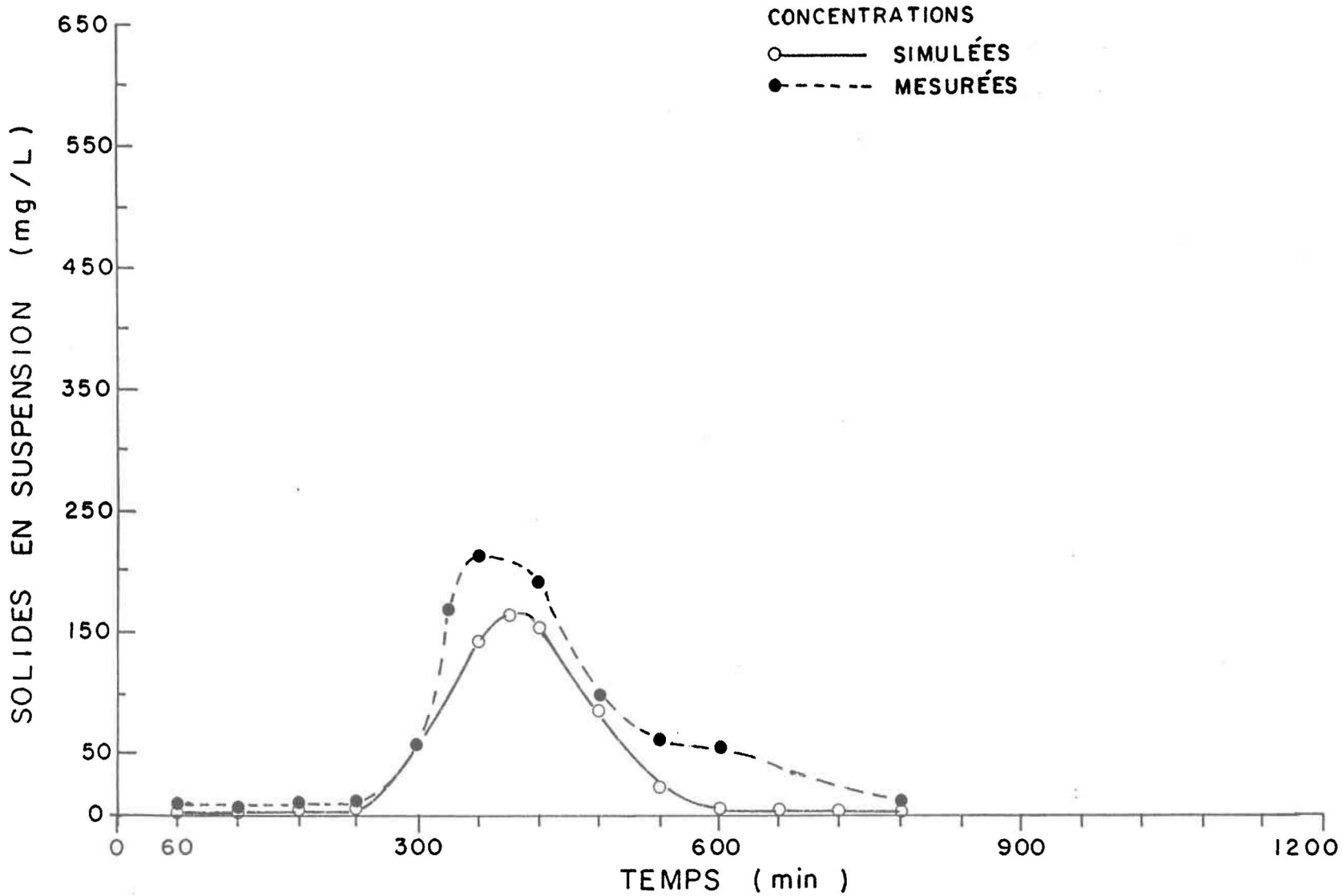


Figure 6.3a: Courbes des débits simulés et observés pour l'événement 21/07/83

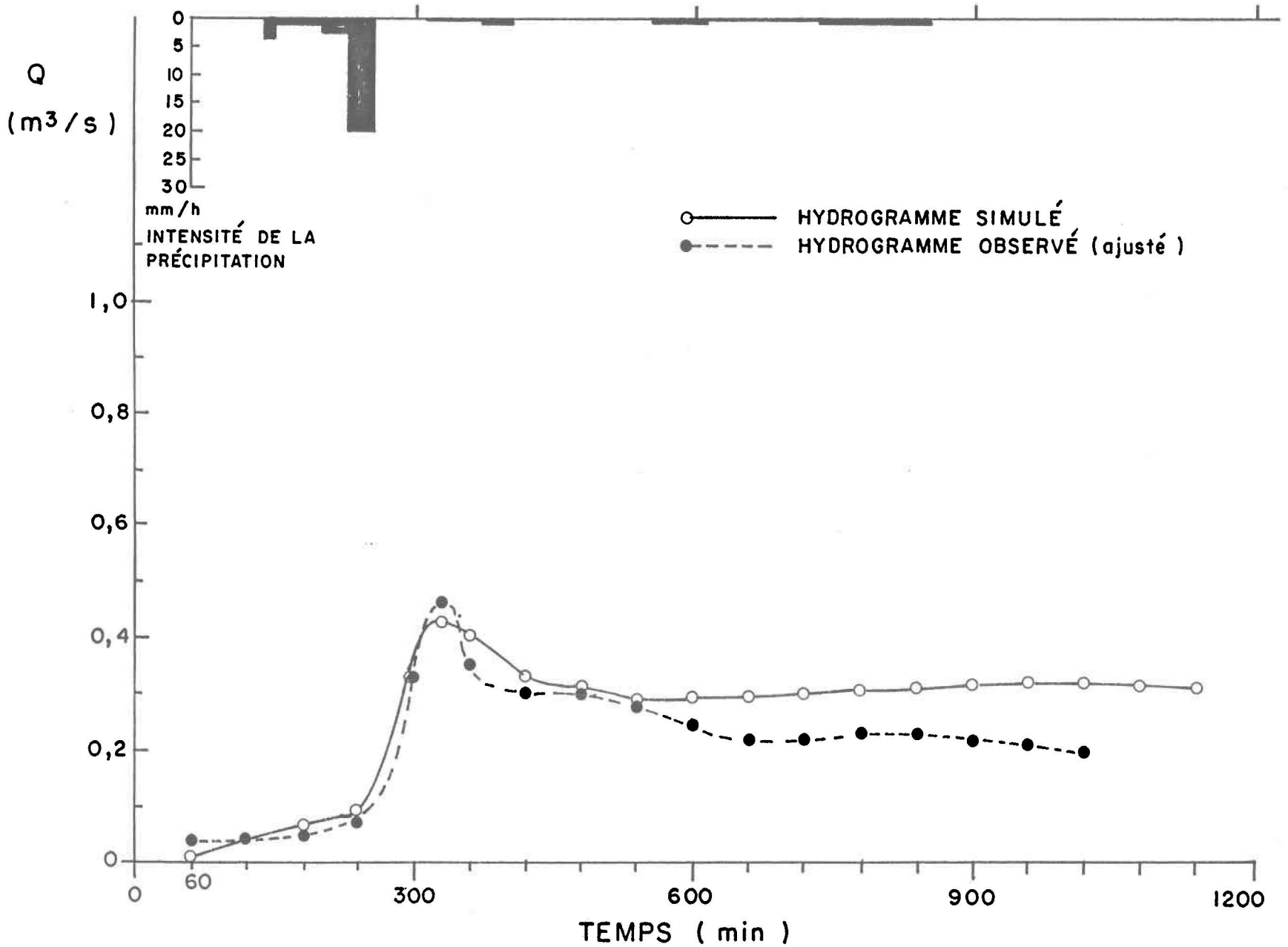


Figure 6.3b: Concentrations observées et simulées des sédiments en suspension pour l'événement du 21/07/83

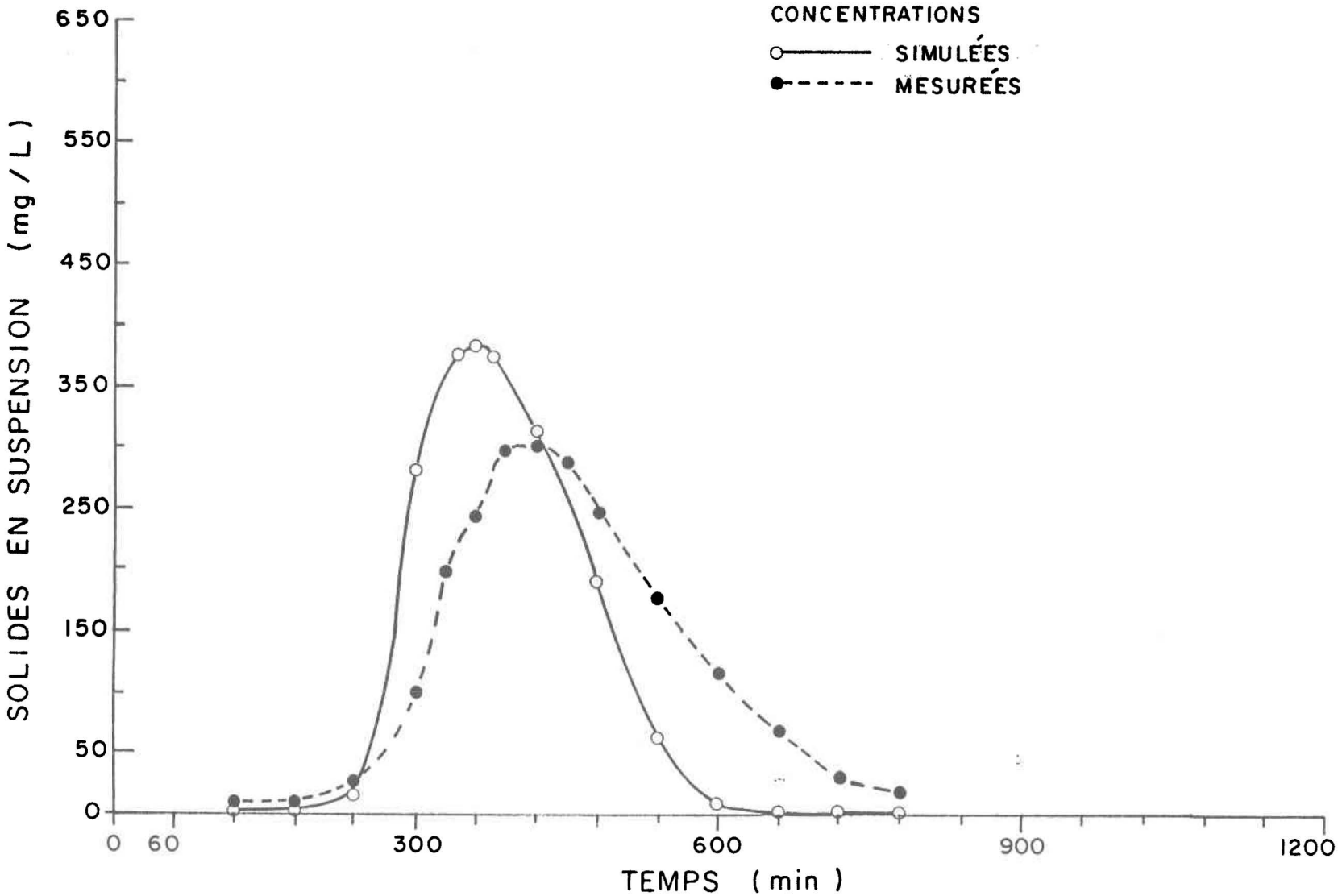


Figure 6.4a: Courbes des débits simulés et observés pour l'événement du 20/06/84

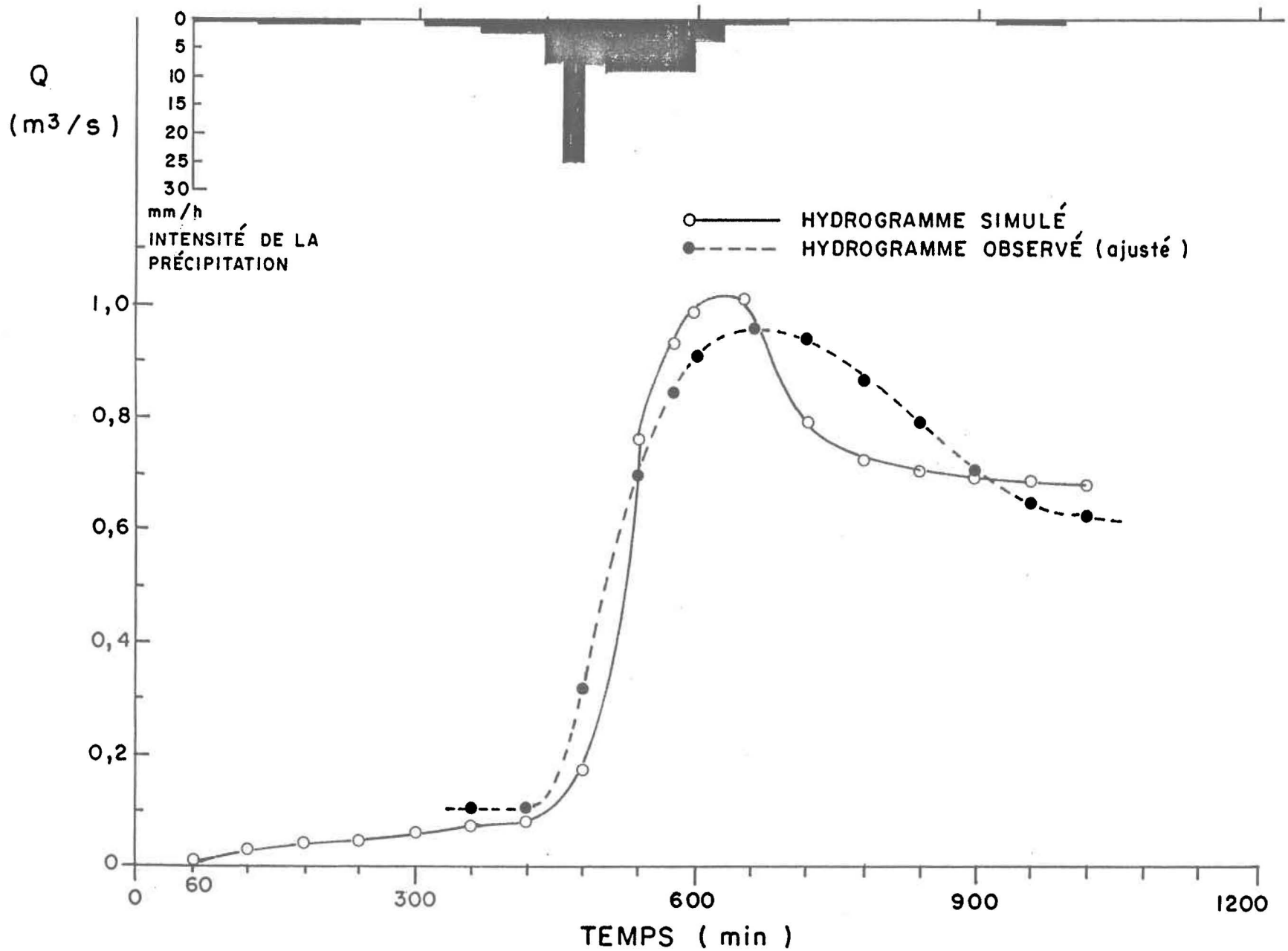
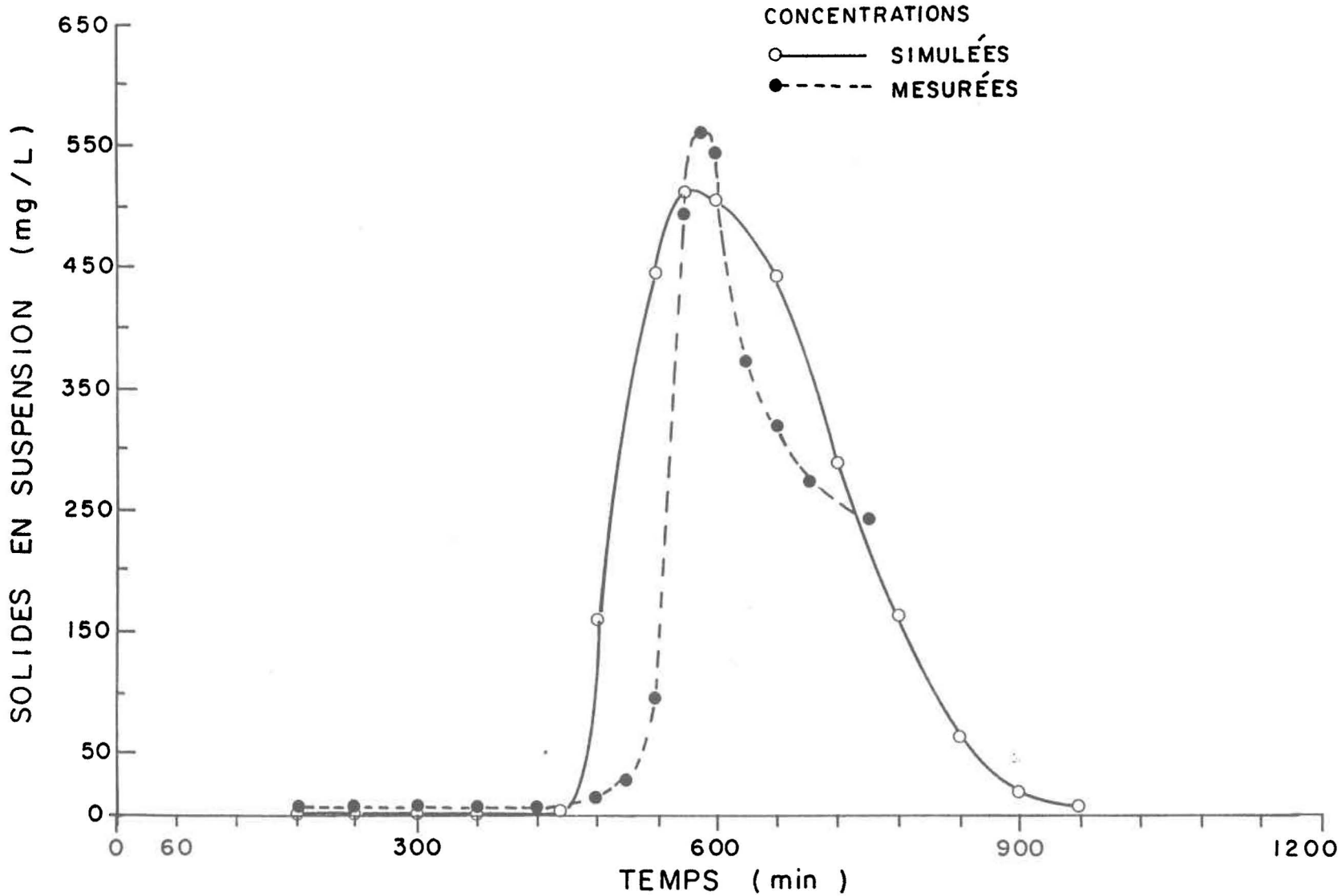


Figure 6.4b: Concentrations observées et simulées des sédiments en suspension pour l'événement du 20/06/84



• les caractéristiques générales du bassin.

Ces informations ont servi à l'interprétation suivante.

D'après les figures représentant les hydrogrammes, on peut déduire que la réponse du bassin à une simulation pluviale est de l'ordre de 75 à 90 minutes lorsque l'on compare le pic de crue avec la pointe de précipitation.

Également, pour tous les cas utilisés, les essais n'ont pas permis d'ajuster la courbe de récession des débits simulés à ceux observés. Il y a donc une lacune dans les paramètres utilisés ou dans la structure des algorithmes. Ce phénomène tend à sous-estimer les concentrations simulées par rapport à celles observées dans la dernière section de la simulation. Cet état serait vraisemblablement causé par l'absence de réservoir souterrain dans le modèle, car le seul réservoir hypodermique relâcherait l'eau infiltrée trop rapidement avec à peine quelques minutes de décalage, surestimant quelque peu les débits.

La montée du pic de crue a également tendance à être un peu trop rapide et pourrait dépendre d'une nouvelle configuration du réseau de drainage ou de l'adoption de nouvelles pratiques agricoles.

Pour les sédiments en suspension, cependant, les pics de concentration simulés et observés sont mieux synchronisés que les pics de crue correspondants.

Mais dans tous les cas, comme le montrent les graphiques, les courbes simulées respectent les courbes observées avec un écart maximal de 35 % d'inadéquation.

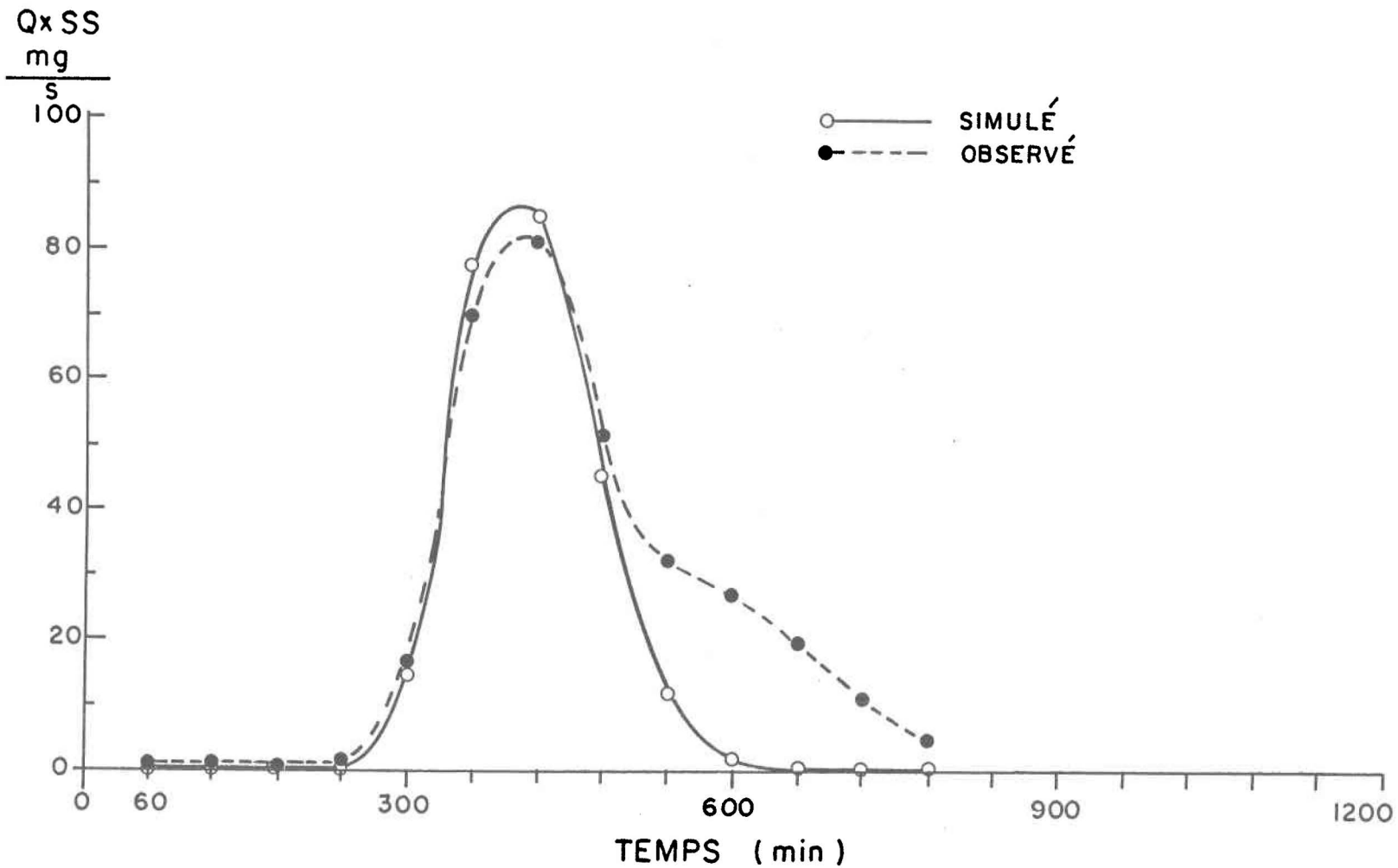
Cependant, le modèle ne tient pas compte des débits de base au temps initial, puisque les débits simulés partent toujours à 0. Ceci a pour effet de surestimer systématiquement les concentrations simulées, ce qui n'est pas vérifié pour les événements 2 et 3, tandis que pour l'événement 1, il y avait sécheresse (débit de base observé = 0). On obtient une sous estimation des concentrations simulées d'environ 20 %.

On a comparé les charges en sédiments pour l'événement #1 qui représente une averse modérée (figure 6.4). Compte tenu des débits initiaux qui n'avaient pas à être ajustés, on a l'événement le plus fiable contrairement aux deux autres événements. On peut voir la grande similitude entre les charges estimées et observées, sauf pour la section de récession de l'hydrogramme où le modèle tend à surestimer les débits.

La charge totale simulée est alors de 927 kg ou 2,8 kg/ha et la charge observée est de 1170 kg ou 3,53 kg/ha.

Suite à l'analyse graphique des courbes retenues, on peut déduire que la précision est satisfaisante à la fois pour les débits et pour les sédiments. Le modèle est donc apte à indiquer s'il existe un problème de conservation des sols. Il est un bon estimateur.

Figure 6.5: Charge en sédiments en suspension simulée et observée pour l'événement du 25/08/82



D'après Mehuis (1981) au Québec par exemple, les sols peuvent tolérer une perte de 2 tonnes métriques par hectare par année avant que des signes de dégradation ne deviennent évidents.

Si on considère que moins de 10 averses violentes s'abattent sur le bassin pendant l'été et que celles-ci génèrent 80 à 85 % de l'érosion estivale (section 1 du mémoire), on peut estimer les pertes à l'hectare, en extrapolant, dans l'ordre de la centaine de kilogrammes. On est bien loin de 2 T / ha, même avec une marge d'erreur de 25 à 30 % correspondant à l'écart entre les données estimées et celles mesurées.

Mais le modèle ANSWERS peut localement, au niveau de chaque carreau du bassin, estimer le bilan de masses. En scrutant ce qui se produit sur chaque carreau, on peut détecter des problèmes. Avec l'événement du 25 août 1982, le carreau # 279 subit 91 kg de perte durant la simulation, alors qu'en moyenne les carreaux ne perdent que 3 kg, soit 30 fois moins. Sur une base annuelle, il pourrait y avoir trop d'érosion (pertes > 2 000 kg) sur ce carreau, même si l'ensemble du bassin semble peu affecté par des problèmes d'érosion. Le rapport pédologique de l'Ile d'Orléans spécifie d'ailleurs qu'il y a des risques d'érosion sur les sols de la série Orléans (Bfe), même s'il n'y a pas de recommandations sur la limitation des cultures ou des pratiques. Sur le bassin, à l'endroit correspondant du carreau # 279, nous retrouvons des surfaces cultivées dont la végétation protège mal le sol, des pentes modérées et un sol sensible à l'érosion. D'autres carreaux où il

existe des conditions analogues posent des problèmes d'érosion, quoique à un degré moindre que le carreau #279.

La force du modèle ANSWERS réside donc dans sa capacité à discrétiser la surface du bassin et à vérifier ce qui s'y passe. Un modèle agrégé comme le USLE aurait simplement indiqué qu'il n'y a pas de problèmes alors qu'il en existe localement. L'avantage des modèles discrétisés apparaît indéniablement ici.

Le modèle indique également les carreaux où il y a du dépôt pouvant nuire aux ensemencements à cet endroit. Cependant, la tendance générale pour notre cas est de loin à l'exportation de sédiments pour les trois événements, même si bon nombre de carreaux subissent une sédimentation.

De plus, le modèle informe sur la tendance de certains canaux à s'obstruer. Pour les trois événements, il n'y a pas de dépôt ce qui indique que la capacité de transport de l'écoulement n'est jamais toute employée; en conséquence, il y a place à beaucoup plus d'érosion.

Il faut cependant rester prudent car on doit considérer les causes d'erreurs. Les différences que l'on obtient d'avec les mesures ne doivent pas être oubliées. Les deux grandes sources d'erreurs que l'on peut identifier sont l'inadéquation du modèle d'avec la réalité et les incertitudes sur les données (Isabel, 1983).

Plus particulièrement, on peut identifier:

- les erreurs sur les mesures;
- l'effet de la discrétisation;
- les lacunes dans la puissance des algorithmes;
- les mauvaises hypothèses de conception du modèle;
- la mauvaise compréhension des phénomènes naturels;
- les erreurs de manipulation et de traitement des données;
- la mauvaise précision des données;
- la calibration par essais et erreurs peut être une nouvelle source d'erreurs.

CONCLUSION

1. DISCUSSION

En connaissant bien les phénomènes physiques qui interviennent sur l'érosion des sols, il devient possible d'élaborer une stratégie d'estimation des dégats que peuvent subir les sols agricoles. Toutefois, devant la complexité des interactions et le besoin de savoir ce qui se passe aussi bien en un point que pour tout l'ensemble d'un bassin versant, seuls les modèles déterministes discrétisés peuvent, comme nous l'avons vu, satisfaire aux exigences de la simulation d'un système complexe.

Malgré la grande précision que l'on peut obtenir, le coût de conception et de mise au point d'un modèle discrétisé pour atteindre l'adéquation entre l'estimation et les mesures peut devenir énorme. En effet, la somme d'information à recueillir est généralement très élevée, mettre au point un modèle, nécessite de bien connaître les phénomènes ou les processus; l'employer requiert une excellente perception du milieu physique choisi.

On arrive finalement à la constation que les informations acquises deviennent si complexes que certains paramètres deviennent arbitraires et sont alors difficiles à fixer. Le souci de la réalité tend à alourdi démesurément le temps de traitement informatique et à augmenter les coûts d'opération. La tentation de simplifier certains processus physiques pourrait, si ce choix n'est pas bien pesé, compromettre la capacité du modèle à simuler et générer ainsi des erreurs systématiques, en particulier si on retient des hypothèses de départ irréalistes.

Enfin, la complexité des modèles oblige une adaptation des données disponibles; des moyens indirects apparaissent pour estimer souvent approximativement certains paramètres. Ces contraintes sont accentuées au Québec du fait que le modèle ANSWERS est conçu pour l'environnement américain.

Devant la multitude d'opérations à mener en vue de simuler une réalité, on peut penser que les écarts à la réalité sont inévitables. Qu'en est-il exactement ? La réalité que nous percevons dépend de la disponibilité des données de terrain. Compte tenu des besoins souvent très spécifiques de la société, des campagnes de collecte de données sur des paramètres jugés représentatifs sont réalisées. Le problème qui survient alors est de décider s'il faut constituer des banques de données préventives utilisables le moment venu, ou bien de réaliser des campagnes de collecte de données nécessaires à l'analyse d'un phénomène particulier.

Dans le cas des banques de données, leur utilité est souvent discutable puisque les problèmes à résoudre requièrent souvent un traitement de données. À ce moment, les données disponibles n'ont peut-être pas été prises de la façon requise pour les besoins de la recherche. D'autre

part, la prise de données lors de la manifestation même du problème peut poser des difficultés diverses. Pour arriver à des conclusions satisfaisantes il faut généralement posséder des données sur plusieurs années.

Dans le cas des modèles hydrologiques, les banques de données sont d'une grande utilité. La construction et l'analyse de ces modèles requièrent en effet de longues périodes de données (plusieurs années). Dans le cas du modèle ANSWERS, on a dû analyser trois années de prise de données afin de trouver seulement trois événements pluviaux utilisables (c'est-à-dire générant assez de solides en suspension dans la rivière du Moulin). On a tenté d'obtenir des données d'un autre bassin agricole. Hélas un problème d'équipement et d'accessibilité exigeant d'être sur place lors des averses de pluie, n'a pas donné les résultats escomptés.

Les données finalement obtenues pour évaluer l'érosion des sols ne peuvent être considérées comme exemptes d'erreurs. La qualité des appareils affecte la précision avec laquelle les données sont prises. Un entretien régulier et une bonne calibration sont également très importants, en raison des dommages que les appareils peuvent subir à cause du climat, de l'homme, des animaux ou simplement de l'usure.

Dans le cas de la rivière du Moulin, il existe une seule station pluviométrique. Son emplacement en un site non perturbé par un obstacle et représentatif du bassin est primordial. Heureusement, les dimensions réduites du bassin diminuent grandement les problèmes de répartition spatiale des précipitations. L'emplacement de la station de mesure des débits et de

collecte des échantillons d'eau est à l'exutoire du bassin. Cette unique station a permis de comparer les données mesurées et estimées. Cependant, on n'a pas évaluer les résultats simulés à l'intérieur du bassin et ainsi vérifier la capacité de discrétisation de l'espace par le modèle.

Il faut également surveiller le traitement des données brutes et l'analyse des échantillons qui peuvent apporter de nouvelles modifications à la véritable sélection.

Les facteurs précédemment énumérés constituent autant de sources d'erreurs pour les données mesurées. Malgré les précautions prises, il survient des erreurs; par exemple, il est arrivé que le tambour du pluviographe s'est mis à tourner au ralenti, déphasant ainsi les événements pluviaux des montées de l'écoulement dans la rivière. Il s'agit donc d'être vigilant et de vérifier les conditions dans lesquelles les données sont obtenues.

2. BILAN ET RECOMMANDATIONS

Ce mémoire fait ressortir la complexité de la conception d'un modèle discrétisé d'érosion des sols agricoles, ainsi que la complexité de son mode de fonctionnement.

L'étude sur un bassin versant agricole a montré la tâche à réaliser avant de commencer une simulation et a mis en relief la prudence requise lors de l'extraction des intrants du modèle. De plus, cette simulation

a permis de vérifier la performance du modèle ANSWERS au Québec, soit dans un milieu climatique et agricole sensiblement différent de celui pour lequel il a été conçu.

Cette étude a montré qu'il était possible d'estimer l'érosion des sols de façon satisfaisante. Cependant, l'érosion produite au printemps ne doit pas être négligée (voir section 1 et annexe 4) dans l'évaluation de la stabilité des sols. L'étude des phénomènes détaillés de fonte du couvert de neige et du comportement des sols en cours de dégel pourrait permettre de construire un modèle distribué d'estimation de l'érosion printanière qui, allié aux méthodes d'estimation de l'érosion par la pluie pourrait donner un meilleure visage de la situation des sols agricoles au Québec.

Enfin, soulignons qu'il aurait été très profitable de disposer de suffisamment de données pour vérifier le modèle ANSWERS plus en profondeur. Ainsi, nous aurions pu vérifier l'adéquation entre les données simulées et observées sur des événements n'ayant pas servi à la calibration. De plus, la disponibilité de données provenant de d'autres bassins versants agricoles aurait été grandement souhaitable.

Enfin, il serait intéressant de pouvoir tester le modèle ANSWERS à l'échelle du Québec, ou encore mieux, de construire un modèle adapté aux particularités du milieu physique québécois. Un tel modèle permettrait de réaliser une gestion améliorée du patrimoine agricole du Québec. Il cadrerait également bien dans les objectifs de conservation des ressources naturelles adoptés par les sociétés québécoise et canadienne.

BIBLIOGRAPHIE

ALLARD, M. (1981).
Notes de cours de géomorphologie. Université Laval, département de Géographie.

ALLENZO, C.V., NEIBLING, W.H. et G.R. FOSTER (1981).
Estimating transport capacity in watershed modeling. ASAE transactions 29(5): 1211-1226.

ARMENTROUT, C.E. (1970.
Channel slope effect on peak discharge of natural streams. J. of Hydraulics Div. 96(HY2): 307-315.

BARNET, A.P. et J.S. ROGER (1966).
Soil physical properties related to runoff and erosion from artificial rainfall. Trans. of the ASAE 9(1): 123-128.

BEASLEY, D.B. et L.F. HUGGINS (1982).
ANSWERS (Areal nonpoint source watershed environment response simulation) - User's manual. Agricultural Eng. Dept., Purdue, Unc. West Lafayette, Indiana, 53 p.

BENSON, M.A. (1959).
Channel slope factor in flood frequency analysis. J. of the Hydraulics Division, (HY4): 9 p.

BENSON, M.A. (1962).
Factors influencing the occurrence of floods in a humid region of diverse terrain. Flood hydrology, Geol. Survey Water Supply, Paper 1580-13: B-1 - B-64.

BERNARD, C. (1981).
Impact des productions végétales sur les sols et les eaux en milieu agricole. Ministère de l'Environnement du Québec, Ass. agricole, 54 p.

BOURGET, G.J. et A. PESANT (1968).
Conservation et utilisation efficace de l'eau du sol. Revue agricole, juin, 18-20.

BOWER, H. (1978).
Groundwater hydrology. Toronto, McGraw-Hill, 480 p.

BRADY, N.C. (1974).
The nature and properties of soils. 8e édition, MacMillan, New York, 638 p.

BURNEY, J.R. et L.T. HUGGINS (1973).
Hydaulics of shallow flows over stable eroded sand surfaces defined by area spectra. Purdue Un., WRRC., Layaette, 129 p.

CAILLEUX, A. (1976).
Géologie générale. Éditions Fides, Masson, Montréal et Paris, 346 p.

CANADA (1978).
Le système canadien de classification des sols. Ministère de l'Agriculture du Canada. Ottawa, 170 p.

CARLSTON, C.W. (1963).
Drainage density and streamflow. Geol. Survey Prof., paper H22-C, 8 p.

CHEN CHENG-LUNG, H.V.E. (1966).
Theory and characteristics of overland flow. Trans. of the ASAE, 9(1): 20-26.

CHENG, E.D.H. (1970).
Instataneous hydrodynamic lift and drag forces on large roughness elements in turbulent open channel flow. Sedimentology: 3-1 - 3-20.

CHOW, V. (1962).
Hydrologic determination of waterway areas for the design of drainage structures in small drainage basins. Eng. Exp. Sta. Bull # 462, Univ. of Illinois, 104 p.

CHOW, V. (1959).
Open channel hydrulics. McGraw Hill book pub. Toronto, 680 p.

DE MARSILY, G. (1981).
Hydrogéologie quantitative. Masson, Paris, 215 p.

DERRUAU, M. (1974).
Précis de géomorphologie, 6e édition. Masson, Paris, 452 p.

DE VANTIER, B.R. et B.B. LAROCK (1983).
Sediment transport in stratified turbulent flow. ASCE, J. of Hyd. Eng., 109(12): 14 p.

DICKINSON, W.T., Holland, M.E. et G.L. SMITH (1967).
An experimental rainfall-runoff facility. Hyd. Papers, Colorado State Univ., 25 p.

DICKINSON, W.T., Pall, R. et G.J. WALL (1982).
Seasonal variations in soil mobility. Univ. of Guelph, paper # 82-2573, ASAE, St-Joseph, Mich., 16 p.

DILLAHA, I.A. et D.B. BEASLEY (1983).
Distributed parameter modeling of sediment movement and particle size distribution. ASAE, 1766-1777.

DUBÉ, A. et M. MAILLOUX (1969).
La mesure de l'érosion à Cap-Aux-Corbeaux. Revue agr.

DUBÉ, A, et M. MAILLOUX (1966).
L'érosion du sol dans la région du Bas-St-Laurent. Revue agr., XXIII(1): 8-19.

DUBÉ, A. (1975).
L'eau et l'érosion des sols. Revue Ressources, Min. de l'Agrilculture du Québec, juillet PP 8-15.

EAGLESON, P.S. et J. SCHUCK (1966).
Some criteria for the measurement of rainfall and runoff. Water Resources Research, 2(3): 427-435.

FAIRBRIDGE, R.W. et C.W. FINKL (1979).
The encyclopedia of soil science, part I Dowden, Hutchinson & Ross inc., XII: 646 p.

FOSTER, G.R. et L.D. MEYER (1970).
A closed form soil erosion equation for upland areas. Sedimentation, chap 12: 1-19.

FOSTER, G.R. et L.D. MEYER (1972).
Transport of soil particles by shallow flow. ASAE, 15(1): 99-102.

GERMAIN, M (1982)
Étude géomorphologique de la côte de Beaumont-St-Michel, U. Laval, Dép. Géogr., Mémoire de bacc., 106 p.

GERRARD, R.G. (1981).
Soils and land forms. UNWIN, Boston, 219 p.

GRACE, R.A. et P.S. EAGLESON (1966).
The modeling of overland flow. Water Resources Research, 2(3): 393-403.

GRAY, D.M. (1964).
Physiographic characteristics and the runoff pattern. Proc. of the Hydrological Symposium # 4, NRC of Canada: 147-166.

GUPTA, S.K. et S.I. SOLOMON (1976).
Distributed numerical model for estimating runoff and sediment discharge of ungauged rivers. Part I, 18 p., II, 25 p., III, 25-p.

HIRSCHI, M.C. (1983).
Modeling erosion on long steep slopes with emphasis on the rilling process. WRRI, Un. of Kentucky, 210 p.

HOLTAN, H.N. (1961).
A concept for infiltration estimates in watershed engineering. Agr. Research Service, U.S. Dept. of Agr., ARS 41-51, 25 p.

HOLTAN, H.N., et N.C. LOPEZ (1971).
Watershed hydrology. Tech. bul., # 1435, USDA, 84 p.

HORTON, P.E. (1940).
An approach toward a physical interpretation of infiltration capacity. Soil Science Society, proceedings # 5: 399-417.

HUGGINS, L.F. et al. (1973).
Simulation of the hydrology of ungaged watersheds. Purdue University, Indiana, PD-229-670, 70 p.

ISABEL, D. (1983)
Utilisation des méthodes numériques d'optimisation et d'analyse de sensibilité dans la calibration des modèles hydrologiques analytiques INRS-EAU, Mémoire 154 p.

KENNEDY, R.J. et W.E. WATT (1974).
The relationship between lagtime and the physical characteristics of drainage basins in southern Ontario. AISH, Queen's University, Kingston, p. 866-875.

KILINC, M. et E. RICHARDSON (1973).
Mechanics of soil erosion from overland flow generated by simulated rainfall. Hydrology Paper, Colorado State Univ. # 63, 36 p.

KIRPICH, Z.P. (194).
Time of concentration of small agricultural watershed. Civil Engineering (N.Y.) # 10, Engineers notebook: 362.

KRISHNAPPAN, B.G. (1975).
Dispersion of granular material dumped in deep water. Env. Canada, Scient. Series # 55, 112 p.

KRISHNAPPAN, B.G. et N. SNIDER (1977).
Mathematical modeling of sediment laden flow in natural streams. Env. Canada, Scient. Series # 81, 48 p.

LANDRY, B et M. MERCIER (1983).
Notions de géologie. Modulo Éditeur, Outremont, Québec, 426 p.

LECLERC, M. (1983).
Notes de cours de limnologie physique, INRS-Eau, Québec.

LENGELLÉ, L.G. (1976).
Anthropogenic erosion, Swan Hills, Alberta. Environment Conservation Authority, Alberta, 135 p.

LECLERC, M. (1983).
Notes de cours de limnologie physique, INRS-Eau, Québec.

LULL, W.H. et W.E. SOPPER (1966).
Factors that influence streamflow in the northeast. Water Resources Research, II(3): 371-379.

LYLES, H. et N.P. WOODDRUFF (1967).
Boundary-layer flow structure. Effect on detachment of non cohesive particles. Sedimentation, p. 2-1 - 2-16.

MC ANALLY, W.H., THOMAS, W.A. et R. ARIATHURAI (1983).
Multi-dimensional modeling of sediment transport. Proc. of the Conference on Frontiere in Hydraul. Eng. Cambridge, Mass., ASCE, 32: 91-95.

MAILLOUX, A. et A. DUBÉ (1959).
Érosion et conservation des sols dans la région du lac St-Jean. Cahiers de Géo. de Québec, III(5): 8 p.

MEHTAH, A. (1983).
Characterization tests for cohesive sediments. Proc. of the Conf. on Frontiers in Hydraul. Eng. Cambridge, Mass., ASCE, 32: 79-84.

MEHUYS, G. (1981).
L'érosion par l'eau. Ministère de l'Agriculture, des pêcheries et de l'alimentation du Québec. Agdex 572, 15 p.

MEYER, L.D. et E.J. MONKA (1965).
Mechanics of soil erosion by rainfall and overland flow. Trans. of ASAE, 8(4): 754-762.

MEYER, L.P. et W.H. WISCHMEIER (1969).
Mathematical simulation of the process of soil erosion by Water Am. Soc. of Agr. Eng. Trans., 12: 754-758, 762.

MISRI, R.L. et al. (1983).
Bed load transport. An experimental study, Irrigation Power, 40(2): 14 p.

MONTES, J.S., et A.T. IPPEN (1973).
Interaction of two dimensional turbulent flow with suspended particles. Raph. M. Parsons Lab. for Water Res. and Hydrodynamic # 164, 228 p.

MUDGRAVE, G.W. (1959).
How much of the rains enters the soil ? Water: the yearbook of agr., U.S. Dept., 151-159.

MUTCHLER, C.K. et C.L. LARSON (1971).
Splash amounts from waterdrop impact on a smooth surface. Water Resources Research, 7(1): 195-200.

MUTCHLER, C.K. et K.C. MC GREGOR (1983).
Erosion from low slopes. Water Resources Research, 19(5): 1323-1326.

OUELLETTE, G.J. (1948).
Structure du sol vs érosion par l'eau. Revue Agriculture, mars, p. 7-17.

OUELLETTE, G.J. (1949).
Temps de concentration vs érosion par l'eau. Revue Agriculture, déc., p. 327-335.

PARK, S.W., MONTAGHIM, S. et J.K. MITCHELL (1983).
Quasi two-dimensional overland flow simulation using geometric element relationship. In. Symp. on Urban Hydrology, p. 269-278.

PESANT, A.R. (1979).
The effectiveness of erosion control in no-till corn production. 8e Conférence de International Soil Tilage Research Organization, Bunderrepublic, Deutchland, 15 p.

PETTERSEN, S. (1969).
Introduction to meteorology. McGraw Hill Co., Toronto, 333 p.

PHILIP, J.R. (1957).
The theory of infiltration: 1. The Inf. Equation and its solution. Soil Science, 83: 345-347.

POTTER, W.D. (1973).
Rainfall and topographic factors that affect runoff. Trans. Am. Geophys. Union, XXXIV(1): 67-73.

USDA (1978).
Prediction rainfall erosion losses. U.S. Dept. of Agriculture, Agr. handbook # 537, 58 p.

RAMEY, H.P. (1959).
Storm water drainage in the Chicago area. J. of the Hydraulics Division, HY4: 11-37.

REE, W.O., WIMBERLEY, F.L. et F.R. CROW (1977).
Manning and the overland flow equation. Trans. of the ASAE: 89-75.

RITTER, D.F. (1978).
Process. geomorphology. W.M.C. Brown Co., Dubuque, 603 p.

SAINT-YVES, A. (1983).
Aménagement des cours d'eau en milieu agricole. Ministère de l'Environnement du Québec, département de l'Assainissement agricole.

SAYRE, W. (1975).
Dispersion of mass in open channel flow. Hydrology Papers, Colorado State University, # 75, 75 p.

SCOTT, A. (1948).
Le contrôle de l'érosion. Revue Agriculture, sept., p. 233-239.

SMERDON, E.T. et R.P. BEASLEY 91961).
Critical tractive forces in cohesive soils. Agr. Eng. 42(1): 26-29.

SMITH, D. et W.H. WISCHMEIER (1962).
Rainfall erosion. Advanced in Agronomy, 14: 109-148.

SPANNER, M.A. 91982).
Soil loss prediction in a geographic information system formt. Proc. of the Int. Symp. on Remode Sensing of Env., 16th, 1: 89-102.

STREETER, V.L. (1966).
Fluids mechanics. McGraw Hill, Toronto, 4th edition, 705 p.

TASK COMITTEE ON AGRICULTURAL RUNOFF DRAINAGE (1977).
Quality aspect of agricultural runoff and drainage. J. of the Irrigation and Drainage Div., 1R4: 475-495.

THÉRIAULT, M. (1980).
Notes de cours de climatologie. Univ. Laval, Québec, Département de Géographie.

TODD, D.K. (1963).
Hydrology (groundwater). John Wiley, New York, 336 p.

VILLENEUVE, J.P. (1983).
Notes de cours en eaux souterraines. INRS-Eau, Québec.

WILLIAMS, J.R. (1974).
Sediment yield prediction with universal equation using runoff energy factor. USDA, Research Service: 244-252.

WISCHMEIER, W.H. (1959).
A rainfall erosion index for a universal soil loss equations. Soil Science Soc. of America. Proc., 23 p.

WISCHMEIER, W.H. et J.V. MANNERING (1960).
Relation of soil properties to its erodibility. Soil Science Soc. Am. Proc. # 33: 131-137.

YALIN, S. (1963).
An expression for bed-load transportation. J. of the Hydraulic Division, Proc. of the Am. Soc. of Civil Eng., 221-250.

YOUNG, R.A. et S.K. MUTCHLER (1969).
Soil movement on irregular slopes. W.R.R., V(5): 1084-1089.

CARTES

CANADA: 1:50 000 → Ile d'Orléans
21L
Service de cartographie du Gouvernement du Canada

QUÉBEC: 1:5 000 → Ile d'Orléans
21L 14-050-0508 et 0408
Service de la cartographie du Gouvernement du Québec

QUÉBEC: 1:5 000 → Ile d'Orléans
Service de l'Assainissement agricole

Les annexes qui suivent sont inspirées de plusieurs auteurs comme Cailleux (1976), Brady (1974), Mehuis (1981), De Marsily (1981), etc. ou d'ouvrages d'envergure comme The Encyclopedia of Soil Science de Fairbridge et Finkl (1979). Leur but est d'éclaircir les concepts évoqués dans les différents chapitres de ce mémoire.

ANNEXE 1

ORDRES DE SOLS RENCONTRÉS AU QUÉBEC

Le terme "ordre" vient du guide de classification canadien des sols (GCCS). À partir de ce terme, nous pouvons décrire les différentes classes de sols que nous rencontrons au Québec. La première section de cette annexe décrira les sols non altérés et leurs processus évolutifs. La seconde partie montrera les sols agricoles qui sont différents, structurellement et dans leur évolution, des sols forestiers.

La classification d'un sol repose sur sa structure et sur ses particularités par rapport au régolite en plus de dépendre de certains éléments distinctifs permettant de discerner plusieurs ordres. Il est à noter que le passage d'un ordre à l'autre se fait graduellement sur le terrain, ce qui peut poser des problèmes de classification.

Selon le GCCS (Guide canadien de classification des sols), un sol est constitué d'un matériau minéral et/ou organique non consolidé, d'au moins 10 cm d'épaisseur et qui provient de l'action conjuguée du climat et de la croissance des plantes sur un substrat à l'origine inorganique et non structuré. Le sol se distingue donc du matériel apparenté sous-jacent (régolite) par une horizonation et un rapport de matière organique / inorganique qui décroît de façon discontinue en profondeur.

La classification d'un sol se fait à partir d'un pédon: unité tridimensionnelle d'arête de 1 m habituellement. De là, les horizons du sol sont

définis pour permettre sa classification selon une procédure standardisée abondamment décrite dans le GCCS et dont nous ferons grâce au lecteur ... Cependant, la structure générale d'un sol sera détaillée plus tard afin de définir ses propriétés physiques en rapport avec sa résistance à l'érosion, l'objet de ce présent rapport devant être de traiter de la problématique de l'érosion.

Au Québec méridional, une certaine gamme de sols existe. Pour la reconnaissance des sols, une classification granulométrique est réalisée. Le graphique 1 illustre bien la façon dont on classifie la texture d'un sol. De plus, toute une appellation existe afin de bien cerner les nuances texturales du sol. Il est possible ensuite de définir la phase du sol qui réfère aux conditions dans lesquelles le sol évolue. L'étude de ces phases deviendra très importante pour la rédaction du mémoire de maîtrise. Les phases portent sur l'état de conservation du sol face aux agents érosifs et aux conditions dans lesquelles ce dernier évolue (ex.: % de pierrosité).

Une fois cette appréciation terminée, il est possible de compléter l'étude par la définition proprement dite du sol comme organisme en évolution et en équilibre avec les conditions du milieu. En résumé, les types de sols rencontrés au Québec sont par ordre d'importance:

1.1 ORDRE PODZOLIQUE

Cet ordre est caractérisé par un horizon B dans lequel un matériau amorphe s'accumule, car un phénomène de lessivage se produit dans l'hori-

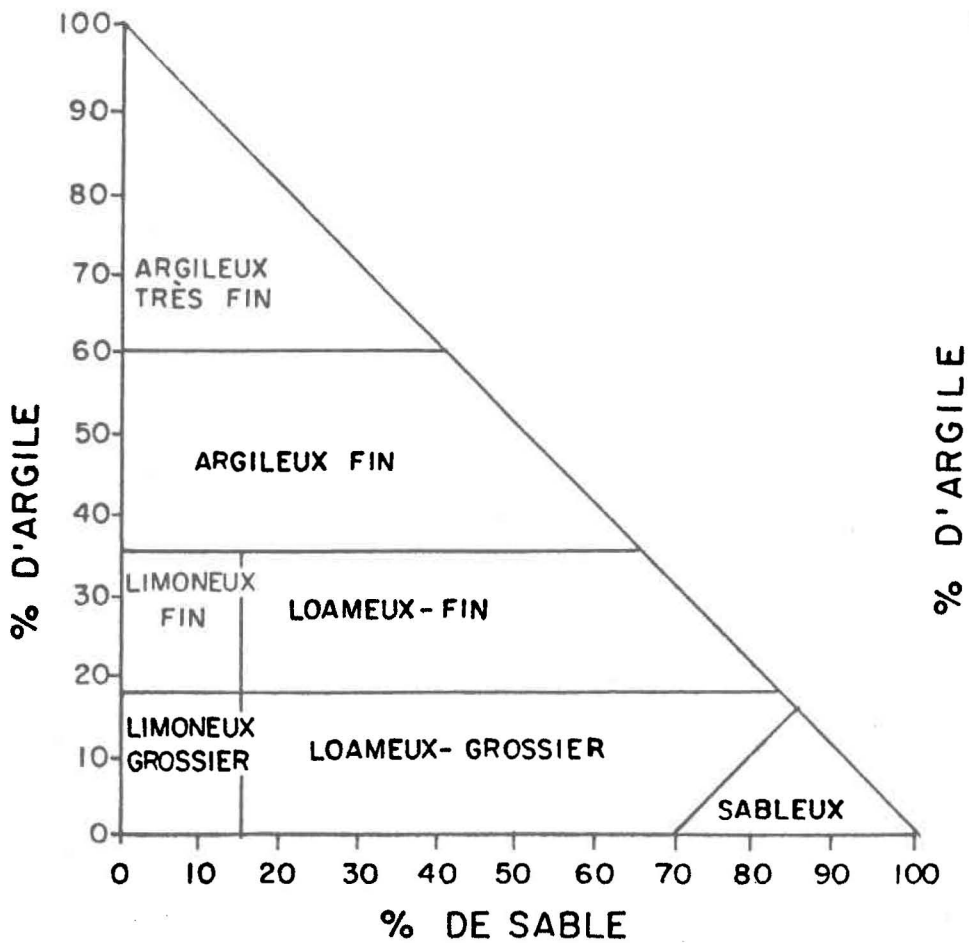


Figure 1a: Classes granulométriques des sols

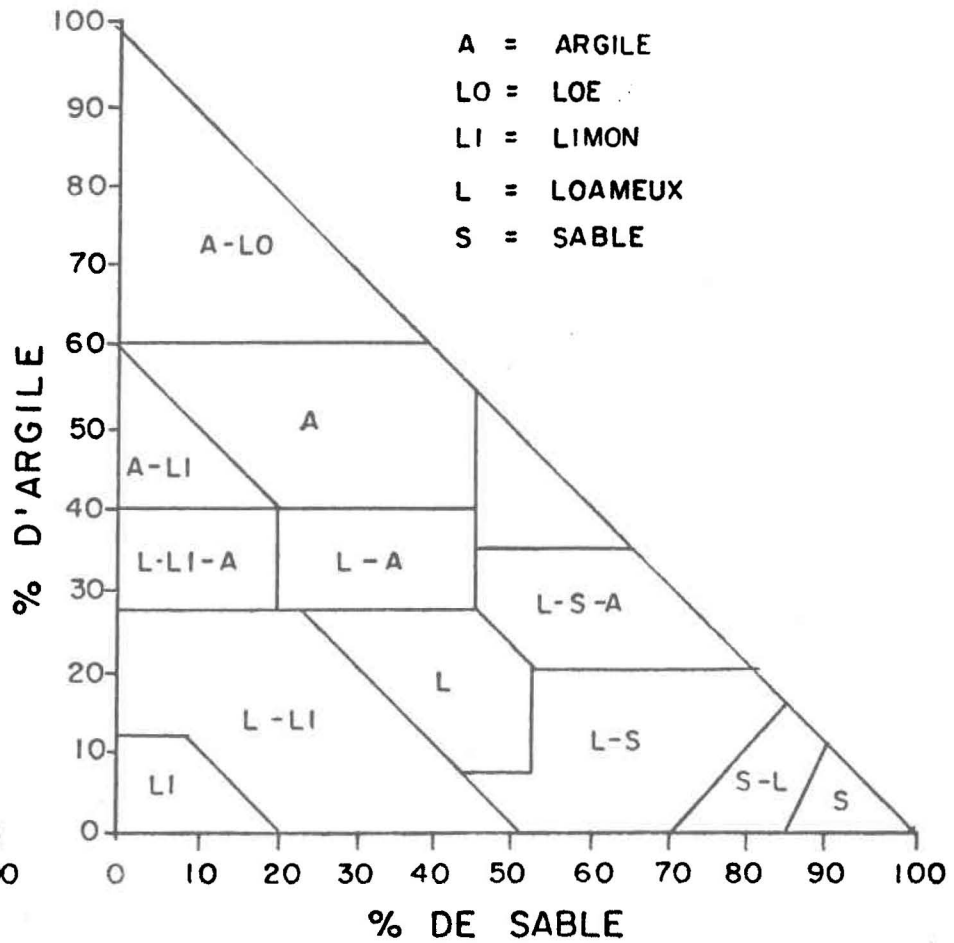


Figure 1b: Classes texturales des sols

(d'après Le Système canadien de classification des sols)

zon A entraînant une précipitation d'aluminium et de fer, ainsi que de la matière organique (M.O.) humifiée. Les autres éléments (K, PO_4, NO_3, etc.) sont solubilisés et quittent le sol. Ce sol se forme généralement en milieu frais et humide sur un substrat acide (matériel apparenté très réfractaire). La surface de l'horizon A présente une accumulation de M.O. mal décomposée (activité bactériologique réduite par le climat et l'acidité du milieu). La texture de ces sols est généralement moyenne à grossière et constituée surtout de loam sableux et de sable grossier et fréquemment de matériel hétérogène.

1.2 ORDRE GLEYSOLIQUE

Ce sol est caractérisé par des problèmes de drainage permettant un haut degré de saturation en eau, soit en permanence, soit de façon intermittente. Des conditions réductrices règnent dès les premiers centimètres. Ces problèmes sont dus soit à leur texture imperméable, soit à leur position topographique (dépression). Il en résulte des conditions réductrices entraînant l'accumulation d'oxydes ferriques hydratés. Généralement, ces sols sont constitués d'argile à loam argileux jusqu'à du sable loameux, donc de texture fine et de structure compacte sur laquelle la M.O. se décompose mal.

1.3 ORDRE BRUNISOLIQUE

Ce sol demeure moins développé que les autres, ce qui peut le faire évoluer vers un autre ordre. Ce sol tend à se former sous couvert arbustif

et est rencontré dans les parties incultes du Québec ou simplement dans les secteurs anciennement perturbés par l'homme ou les éléments naturels. L'apparence des horizons de ce sol varie peu d'un milieu à l'autre en raison de la diversité des endroits où on le rencontre.

1.4 ORDRE LUVISOLIQUE

Ces sols ont généralement un horizon A éluvié et un horizon B illuvié où il y a accumulation d'argile silicatée. Ces sols existent dans des endroits assez bien drainés grâce à leur situation topographique sur des matériaux compacts (loam sableux à argile loameuse), mais dont le régolite est assez riche en cations (bases échangeables) et en anions divers. Les luvisols se stabilisent sous couvert forestier dense, mais ils sont cependant altérés par le climat (T° trop basse) même s'ils sont concentrés dans la vallée du St-Laurent.

D'autres ordres de sols sont rencontrés au Québec tels: les sols organiques, les régosols, etc., mais ces derniers couvrent des superficies restreintes ou simplement non attrayantes pour l'agriculture.

Chaque ordre de sol est subdivisé en grand groupe, sous-groupe, famille, etc., afin de mieux définir les particularités transitoires de ces derniers, avant d'être finalement présentés en séries. Cette dernière appellation présente un sol bien défini en un lieu bien déterminé (ex.: série Cap-Santé), ce qui permet de réellement connaître le sol en rapport avec son micro-milieu.

ANNEXE 2

LE RÉGOLITE

1. LE RÉGOLITE

Le régolite comprend trois fractions: (1) minérale, (2) liquide et (3) gazeuse. La fraction minérale, la plus importante, est la partie solide qui est composée d'une variété d'éléments minéraux ou rocheux. La fraction liquide est constituée d'eau, d'ions en solution ou de particules en suspension et la fraction gazeuse est constituée des mêmes éléments que l'air atmosphérique, quoi que en proportions différentes.

La fraction minérale nous intéresse le plus car c'est elle qui règle la circulation des deux autres composantes. Outre la composition chimique, ce qui caractérise le plus cette fraction, c'est la granulométrie qui permet de définir la texture du régolite au moyen de diverses classifications. Par exemple, nous pouvons regrouper les particules solides du sol en argiles, limons, sables et graviers.

Le regroupement de ces classes texturales permet d'estimer la composition chimique ou minéralogique. Les minéraux primaires (quartz, feldspaths, minéraux accessoires (pyroxènes, amphiboles, olivines, etc.)) composent le sable, le limon et l'argile. Le quartz abonde dans le sable (50-90 %), tandis que les feldspaths dominent dans les argiles. Le limon est considéré comme intermédiaire en composition. Les minéraux accessoires se répartissent dans les trois classes, mais restent en proportions très faibles

(< 5 %). D'autres minéraux carbonatés ou sulfurés peuvent compter pour un pourcentage assez fort de la fraction minérale en certaines occasions qui dépendent énormément des particularités du substratum voisin. Finalement, les graviers existent plutôt sous forme rocheuse, c'est-à-dire en un amalgame de minéraux où le quartz et les feldspaths dominent, mais une très grande variabilité dans la composition existe, ce qui peut aller jusqu'à un unique minéral (figure 2).

La texture du régolite dépend du rapport des fractions granulométriques rencontrées. Habituellement, la texture d'un régolite varie en fonction des fractions argileuses, limoneuses et sableuses. Généralement, la classification texturale d'un sol se fait à l'aide d'un abaque (partie 1) où les proportions, en pourcentage, des éléments considérés sont données. La définition de la texture d'un sol est très importante pour la connaissance des propriétés physiques des sols comme il est montré dans la seconde partie du chapitre 2.

Le substrat rocheux influence grandement la composition du régolite, mais au Québec, la très grande partie des dépôts meubles actuels a été transportée, déposée ou remaniée à des degrés divers; la nature de ces dépôts est donc allochtone (Cailleux, 1976).

Le matériau qui compose le régolite a été formé antérieurement à la période géologique actuelle. Les processus climatiques pré-wisconsinens (interglaciaires en particulier) et glaciaires sont responsables de l'existence de la presque totalité des matériaux non consolidés au Québec. Ce

matériau préglaciaire ou glaciaire s'est aggloméré en till pour donner des morraines qui ont par la suite été partiellement attaquées par les eaux d'origine glaciaire. Durant la période de fonte des glaciers, les processus d'érosion - transport - dépôt furent intenses et généralisés à la surface alors non protégée du Québec (Cailleux, 1976).

On peut classer l'origine finale des dépôts meubles formant la régolite:

ORIGINE	GRANULOMÉTRIE	DISPOSITION
Glaciaire	Hétérogène	Aucune structure
Fluvio-glaciaire	Sable, gravier	Formation en lits
Fluvio-lacustre	Silt à sable*	Formation en lit
Fluvio-marin	Silt à sable*	Formation en lit
Marins, lacustres	Argile, silt*	Formation en lit Rythmiques

* Présence de blocs d'origine glacielle

Cependant, sur une coupe verticale, on peut rencontrer plusieurs de ces niveaux superposés. Généralement, les couches supérieures de ces dépôts sont d'origine fluviale ou lacustre avec une forte fraction sableuse (par exemple, sur les argiles marines de la vallée du St-Laurent).

De plus, récemment, près des cours d'eau, une certaine quantité de matériel alluvial s'est déposée, particulièrement dans la plaine inondable. La composition varie de l'argile au gravier et la granulométrie respecte les

conditions hydrauliques de l'endroit ou du moment. Ce matériel remanié provient de l'érosion des terres avoisinantes.

La partie supérieure du régolite vient, sous l'action des agents climatiques et biologiques, à se transformer (pédogénèse) pour devenir un sol au sens agronomique du terme. Bien sûr, le sol alors formé conserve certaines caractéristiques génétiques du régolite dont la partie dans laquelle le sol s'est développé prendra le nom de matériel apparenté (au sol). Les transformations apportées sont d'ordre physique, chimique, biologique et morphologique. Une stratification (horizonation) apparaît sur les premières dizaines de centimètres. Une série de propriétés diverses peut être déterminée pour chaque sol. Ces propriétés sont très importantes dans l'étude de l'érosion des terres agricoles (tirée de Brady, 1974, Fairbridge et al., 1979).

La pédogénèse est le processus qui permet la formation du sol et sa différentiation d'avec le régolite par l'addition de matière organique, la perte de sels solubles et de carbonates, le transfert d'humus et de sesquioxydes (Fe et Al) et par la tranformation de certaines minéraux primaires en minéraux secondaires ou en argiles (figure 1). Ces transformations se produisent simultanément mais à des degrés divers, créant ainsi des sols particuliers (podzols, gleysols, etc.) (Brady, 1974).

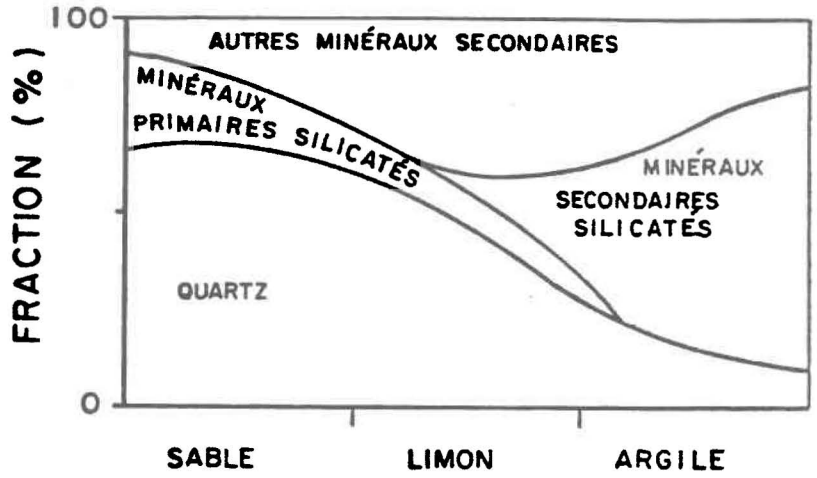


Figure 1: Fraction minérale des particules du régolite (d'après Brady, 1974)

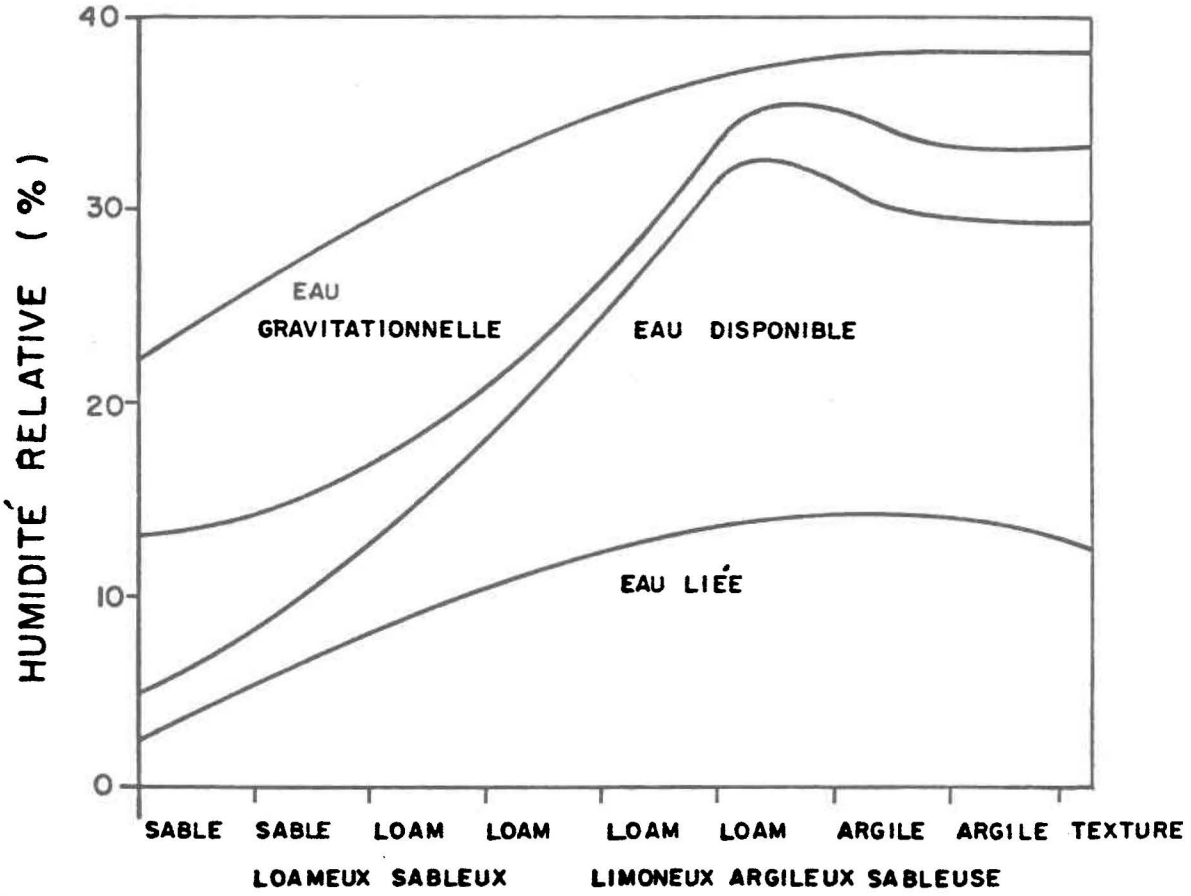


Figure 2: Capacité de rétention en eau des sols (d'après Mehuis, 1981)

Les principaux facteurs intervenant dans la pédogénèse sont: la topographie, le matériel originel*, la végétation, les micro-organismes, le climat et le temps.

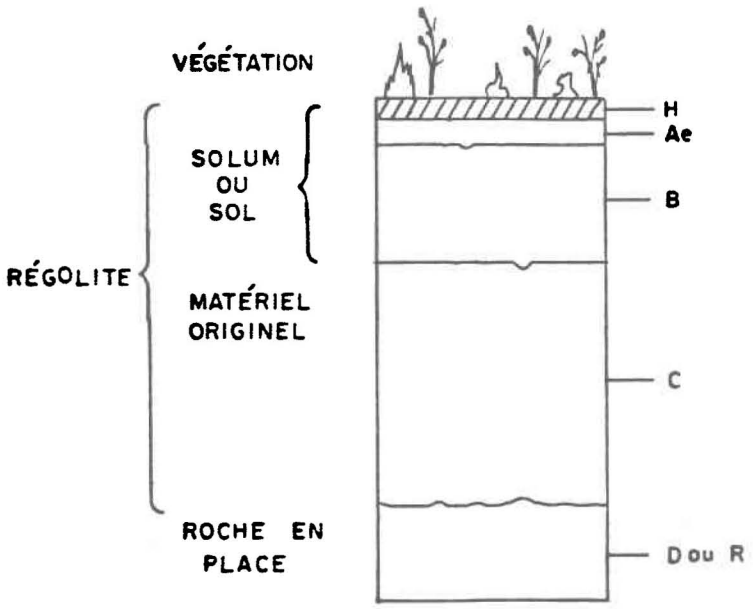
Les différents horizons présentés à la figure 3 désignent chacun un état particulier du sol. L'horizon A, le plus près de la surface, représente la zone de lessivage des éléments en solution et d'accumulation de matière organique décomposée. L'horizon B contient un enrichissement en M.O., en sesquioxydes et en argile. L'horizon C n'est pas affecté par les processus pédogénétiques, mais subit l'accumulation de sels minéraux et de carbonates. La lettre D ou R désigne la couche de roc consolidée ou de dépôts ne rencontrant pas les conditions en C.

2. LA DENSITÉ ET LA POROSITÉ

La masse d'un sol doit être connue afin de pouvoir estimer sa densité et sa porosité. On estime la densité des particules par leur masse par centimètre cube. Pour une particule minérale, la densité peut varier considérablement (2 à 4 g/cm^3), cependant, pour un sol, les limites seront de 2,6 à 2,75 g/cm^3. Cette faible variation est due au quartz et aux feldspaths qui sont les minéraux dominants. La matière organique possède une densité bien inférieure (1,2 à 1,5) à cause des éléments (C, H, O, N, etc.) qui la compose. Un mélange de minéraux et de M.O. allègera donc considérablement un sol. Plus nous approchons de la surface, moins le sol est dense car la

---

* Sujet traité à l'annexe 1



Les lettres majuscules de A à D désignent un hoziron minéral, tandis que tout autre lettre désigne un horizon organique.

Les lettres minuscules réfèrent à des processus ou à des phénomènes qui se produisent dans les horizons

Figure 3: Schéma d'un profil théorique du sol (d'après Brady, 1974)

proportion de M.O. organique augmente et le compactage diminue (Brady, 1974).

En réalité, un sol reste bien moins dense que sa composante minérale. Comme explicité dans la partie 1 de cette annexe, un sol possède trois constituants; solide (minéral et humus), liquide et gazeux. Les constituants liquide et gazeux logent dans des pores du sol. Un sol très poreux sera donc très léger et inversement.

La porosité d'un sol s'évalue:

$$\% \text{ volume en pores} = 100 - \frac{\text{densité globale}}{\text{densité particules}} \times 100$$

La quantité de pores et leur grosseur dépendent de la texture, de la profondeur de l'observation, de la structure et des agrégats du sol. Dans un sol, il existe des macropores (> 300 µm), dans lesquelles l'eau circule rapidement et où l'aération est bonne, et des micropores qui ont un pouvoir d'attraction capillaire et où peu de circulation de l'air et de l'eau existe. Par exemple, un sol sableux possède une forte macroporosité et une faible microporosité, ce qui est l'inverse d'un loam argileux. À noter que c'est l'eau des micropores (10 à 60 µm) qui importe pour les plantes, tandis que l'eau des macropores (eau gravitationnelle) sera rapidement évacuée vers la rivière ou un réservoir souterrain (Fairbridge et Finkl, 1979).

3. STRUCTURE D'UN SOL

La structuration d'un sol résulte du regroupement ou de l'arrangement des particules primaires de sable, de limon ou d'argile, en particules plus grosses et plus élaborées. La structuration d'un sol est complexe et mal connue. Les agents biologiques comptent pour beaucoup (vers, racines, micro-organismes) par leur activité mécanique et les substances organiques qu'ils sécrètent ou abandonnent (polysaccharides, protéines, humus, etc.) qui servent alors de ciment ou de liant. La floculation due aux forces électrostatiques n'est pas à négliger, non plus que l'action du gel - dégel (ex.: piperakes) (Brady, 1974).

Particulièrement au Québec, nous pouvons rencontrer divers types de structure:

- en feuillets: composé de minces feuillets parallèles très fragiles à toute perturbation;
- massive : tendance à former des blocs faciles à identifier;
- sphéroïdale : agrégats en boules, genre de granules permises par une haute teneur en M.O.

Ces types de structure refèrent à la macrostructure, c'est-à-dire qu'elles sont perceptibles avec nos sens du touché et de la vue. La micro-structure nécessite l'usage du microscope et reste plus localisée quant à sa forme et joue un rôle plus effacé pour les besoins de ce travail.

Les agrégats qui se forment lors de la structuration d'un sol conservent une certaine stabilité grâce à la M.O. qui augmente les qualités du sol telle une bonne porosité, une bonne aération et un bon drainage, mais comme nous le verrons plus tard ces agrégats peuvent être détruits de diverses façons.

Cependant, la stabilité naturelle des agrégats dépend énormément de l'action des micro-organismes décomposeurs (champignons s'aggripant à l'agrégat) et par certains composés humiques réfractaires. De plus, certains atomes (Ca^{++}, Mg^{+}, Fe^{++}, Al^{+++}) peuvent agir comme ligants entre la M.O. et l'argile (Brady, 1974).

4. COHÉSION ET PLASTICITÉ

Comme on le verra, la structuration d'un sol, grâce à la formation d'agrégats, augmente la cohésion des sols sablo-silteux et diminue celle des sols argilo-silteux. Cependant, le maintien de la structure dépend énormément de l'humidité du sol, car un sol cohésif trop humide a tendance à se liquéfier et un sol trop sec à se dessiquer et à se compacter. Pour évaluer cette cohésion, un indice de plasticité existe en relation avec une texture particulière et divers degrés d'humidité. La plasticité réfère à la capacité du sol à subir une déformation sans se briser ou se destructurer; la cohésion réfère au degré d'agglomération des particules élémentaires ou des agrégats et à la puissance de leurs liens. On peut mesurer ces deux phénomènes par l'application contrôlée d'une force de cisaillement (shear strenght) sur un échantillon de sol.

La texture du sol influence indirectement la cohésion* et la plasticité. Les particules graveleuses et sableuses tendent à se comporter comme des entités individuelles (non cohésives) sans plasticité. Cet état entraîne donc une forte macroporosité mais une haute instabilité que seuls des ajouts de matière organique peuvent corriger en entraînant une structuration du sol. Les argiles et les limons possèdent un très grand rapport surface/masse ou volume (une masse argileuse offre une surface 10 000 fois supérieure à une même masse de sable). L'attraction ionique entre les particules est significative et entraîne une forte cohésion ainsi qu'un certaine plasticité (figure 4) en plus de retenir l'eau capillaire et hygroscopique. (Brady, 1974).

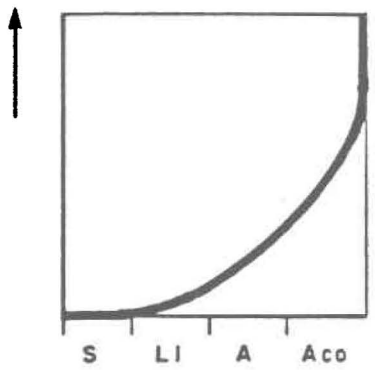
5. PERMÉABILITÉ DES SOLS

La perméabilité (k) est la propriété qui permet aux fluides de circuler dans le sol. Cette propriété symbolisée par la lettre k est indépendante de la nature du fluide (perméabilité intrinsèque). L'estimation de k est complexe et plusieurs formules existent, mais elles comportent toutes plusieurs paramètres à évaluer. En voici une, retenue par Villeneuve (1983):

Formule de Fair-Hatch

$$k = \frac{1}{m \left(\frac{(1 - n)^2}{n^3} \right) \left(\frac{\Theta}{100} \sum \frac{p\%}{dm} \right)^2}$$

* On peut classer les sols cohésifs comme denses et ceux non cohésifs comme légers.



S : sable
LI : limon
A : argile
Aco: argile colloïdale

Figure 4: Surface exposée à l'adsorption; la plasticité et la cohésion suivent la même tendance.
(d'après Brady, 1974)

Formule de Tergachi

$$k = C \frac{-,13}{\sqrt[3]{I-}}^{2} d_w^2$$

Formule de Koneny-Carmen (présentée par M. de Marsily)

$$k = \frac{n^3}{5\, S_0^3\, (1 - n)^2}$$

où:

n : porosité = $\frac{\text{volume pores}}{\text{volume total}}$;

m : facteur de compaction;

Θ : forme de grain (6,6 à 7,7);

p : pourcentage de sable retenu;

dm: moyenne géométrique des dimensions des tamis adjacents;

dw: diamètre d'un grain sphérique tel que 10 % du massif ont un volume inférieur à ce grain;

C : coefficient dépendant de la température;

S_0: surface exposée du fluide par volume unité de milieu solide.

Nous pouvons voir que la porosité totale joue un grand rôle dans la perméabilité, cependant, une partie des pores est trop petite pour la circulation de l'eau. Il est possible de définir alors la porosité efficace

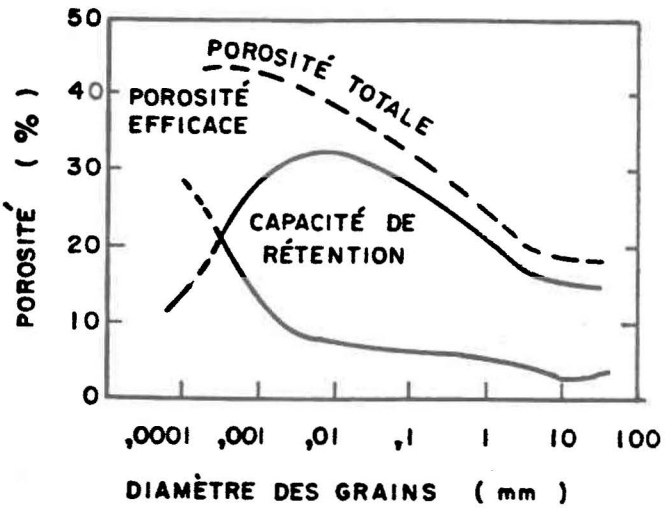


Figure 5: Variation de la porosité avec la granulométrie (d'après De Marsily, 1981)

(figure 6) ou cinématique. C'est avec cette porosité efficace qu'il vaudrait mieux fonctionner puisque le rapport entre porosité totale et efficace n'est pas linéaire (surtout pour l'argile), ce qui peut affecter toute évaluation à partir de la porosité totale.

Pour évaluer la circulation de l'eau, il faut estimer la conductivité hydraulique K:

$$K = \frac{kpg}{u} = \frac{kg}{v}$$

où:

p: densité du fluide;

g: accélération gravitationnelle;

u: viscosité dynamique;

v: viscosité cinématique.

La conductivité hydraulique réfère aux propriétés du milieu (K) et aux propriétés du fluide (p, u ou v). Dans ce cas, l'équation s'applique à l'eau dont la densité et la viscosité sont fortement influencées par les variations de température (densité maximale à 4°C). Lorsque K est déterminé, il est possible d'estimer le flux (ou l'écoulement). Également, K peut être évalué à l'aide de nomographes, sortes d'abaques qui réfèrent aux conditions texturales et granulométriques rencontrées.

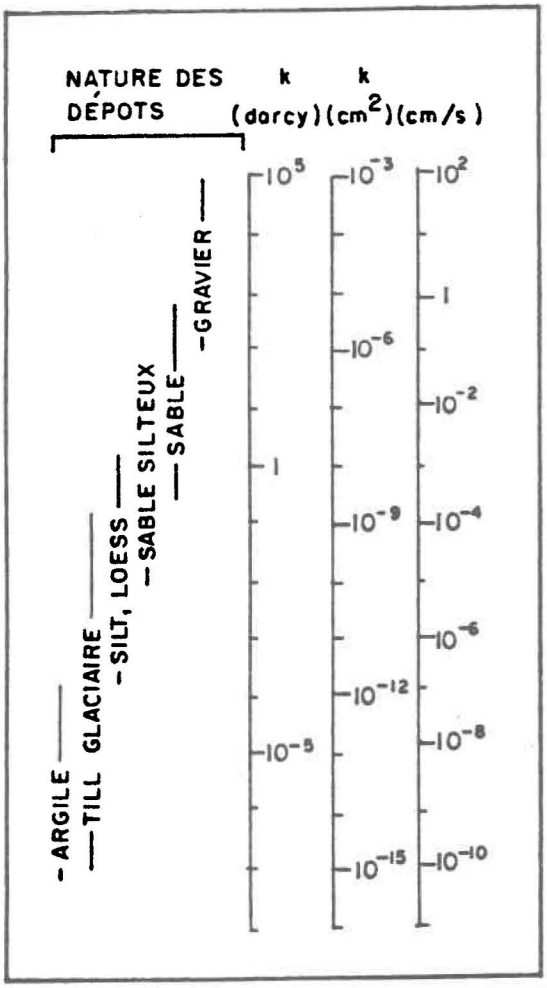


Figure 6: Perméabilité des sols
(d'après Bouwer, 1978)

Avec la détermination de K, on peut évaluer la capacité d'un sol à laisser filtrer l'eau lors d'un événement pluvial. À noter que les équations s'ajustent pour le milieu saturé ou non saturé.

$$q = - K \Delta \emptyset A = \frac{-K}{u} \Delta (p + yz)$$

et

$$U = - K \Delta \emptyset = \frac{-K}{u} \Delta (p + yz)$$

où:

q : débit;

$\Delta \emptyset$: gradient hydraulique;

z : coordonnée verticale;

v : densité spécifique;

u : vitesse ou flux;

A : aire ou section.

Quatre classes de débit peuvent être isolées parmis les différentes sortes de sols.

PERMÉABILITÉ

Quatre groupes de sol:

A → Sol très perméable, structure développée, matrice sableuse, sol épais et riche en M.O.

> ,30 in/hr

B → Sol sableux et silteux, modérément épais.

,15 à ,30 in/hr

C → Sol mince de toute texture possible.

,05 à ,15 in/hr

D → Riche en argiles et en colloïdes.

< ,05 in/hr

6. RUGOSITÉ DE LA SURFACE DU SOL

La morphologie de la surface caractérise également un sol. Cette morphologie prend le nom de rugosité à cause de l'irrégularité de la microtopographie qu'elle possède. Nous pouvons distinguer deux niveaux de rugosité, à savoir la microrugosité et la macrorugosité.

La microrugosité vient en grande partie de la structure du sol en surface; l'échelle de grandeur est de l'ordre du millimètre ou du centimètre.

La microrugosité couvre pratiquement en continue, mais de façon désordonnée, la surface du sol et donne une apparence générale telle que granulée, en plaquettes ou bien unie. Un sol destructuré par une perte en M.O. (liens brisés) n'aura qu'une faible microrugosité, car il ne restera que des particules élémentaires, tandis qu'un sol poreux, donc bien structuré aura une forte microrugosité à cause de la cohésion des particules (réf.: partie structure et cohésion). Ce niveau morphologique est donc fortement lié à la conservation de l'état naturel du sol (haute teneur en M.O. par exemple) (Bernard, 1981).

La macrorugosité reste liée beaucoup plus aux perturbations artificielles du sol comme le labourage. L'échelle de grandeur s'étend du centimètre à la dizaine de centimètres. L'apparence prise par la macrorugosité est beaucoup plus régulière à cause des instruments aratoires qui servent à la constituer. Cependant, la création de la macrorugosité entraîne généralement une destruction plus ou moins étendue de la microrugosité et de la structure de l'horizon A, à cause des instruments (compaction, émiettement des unités structurales et de la M.O., destruction de l'horizon superficiel et des racines, etc.) (Bernard, 1981; Brady, 1974).

ANNEXE 3

LA PLUIE

Au moment de la chute de la pluie, il se produit une agglomération par les forces en présence et la chute proprement dite entraîne des collisions entre les gouttelettes permettant leur union et l'accroîssement de leur diamètre moyen, accélérant la chute (pluie d'orage).

La grosseur des gouttes est fortement corrélée avec l'intensité de la pluie (à cause des mécanismes de collision). Les averses violentes produisent de plus grosses gouttes qui sont alors plus rapides et plus énergétiques (tableau 1).

La dimension médiane des gouttes d'eau formées est en relation avec l'intensité (t) de la pluie:

$$D_{50} = 3{,}23 \cdot I^{0{,}182} \qquad I \text{ en PO/hr}$$

Pour des précipitations modérées à intenses, l'énergie cinétique (E) par volume de pluie par unité de surface peut être estimée. Selon Meyer et Wischmeier (1969) elle vaut environ:

$$E = I^{0{,}14}$$

ou, selon Smith (1959):

$$E = 916 + 331 \log_{10} I$$

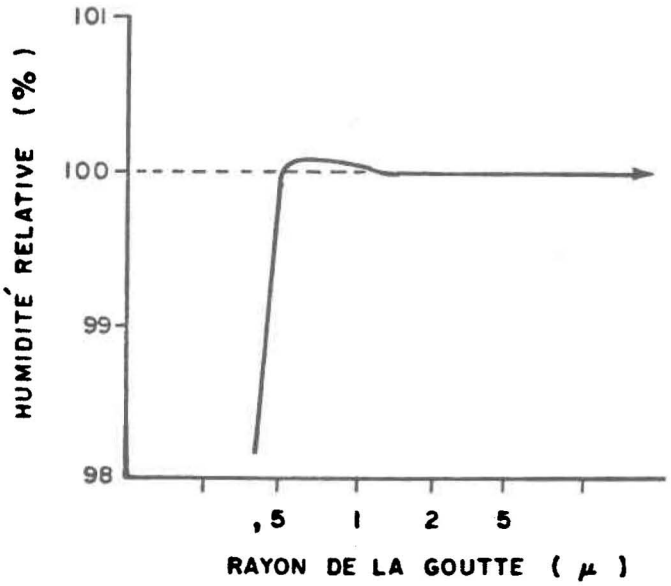


Figure 1: Croissance des gouttelettes d'eau
(d'après Peterssen, 1969)

Tableau 1: Vitesse terminale des gouttes de pluie
(d'après Petterssen, 1969)

Diamètre (μ)	Masse relative	Vitesse (m/s)	Énergie cinétique relative	Type de gouttes
5000	125	8,9	86 500	grosse goutte
4000	64	8,65	41 920	
3000	27	8,45	16 821	
2000	8	6,55	2 992	
1000	1	4,0	208	petite goutte
500	,125	2,8	,135	fine goutte
250	,192 x 10^2	2,2	,081	
200		1,5		bruine
100		,3		grosse gouttelette
50		,076		gouttelette
10		,003		petite gouttelette
2		,00012		noyau entouré d'eau
1		,00004		noyau entouré d'eau

Une goutte de 1 mm (1000 μ) a une énergie cinétique de ,00419 $g \cdot m^2/sec^2$
Une goutte de 1 mm (1000 μ) pèse 5,236 x 10^{-4} g

où:

D_{50} représente le diamètre médian des gouttes de pluie;
I est en PO/hr et représente l'intensité de la pluie;
E est en pied-tonne/acre et représente l'énergie cinétique.

De plus, selon Horton (1940), c'est au début de l'orage que l'on rencontre les plus grosses gouttes. Toujours selon Horton, une goutte de 5 mm de diamètre possède 430 fois plus d'énergie qu'une goutte de 1 mm.

Bien entendu, pendant une averse, le vent peut jouer un rôle important. L'effet du vent est habituellement d'augmenter la vitesse de chute des gouttes de pluie et ainsi causer un impact encore plus violent (Kilinc et Richardson, 1973). Ce facteur est toutefois complexe à évaluer et les travaux de recherche des scientifiques impliqués en ont peu tenu compte.

ANNEXE 4

L'ÉROSION PRINTANIÈRE

Nous discuterons, ici, brièvement de l'importance de la fonte printanière au Québec. Lorsque le sol est encore gelé, mais qu'une mince couche en surface parvient à dégeler, cette dernière demeure généralement saturée en eau à cause de l'absence d'infiltration à travers la couche gelée. Une averse, même légère, une fonte rapide des congères, ou les deux simultanément entraînent du ruissellement sans qu'il y ait infiltration. Cet état favorisera une concentration plus rapide de l'écoulement qu'en plein été, tout autre chose étant égale. La surface dégelée et déjà imbibée est attaquée et grugée par surcreusement ou ravinement. Au printemps, l'eau des rivières qui est très turbide, nous permet d'ailleurs de constater les dégâts (Dubé et Mailloux, 1969).

Il ne faut d'ailleurs pas oublier qu'en plus, l'absence de couverture végétale permet à la pluie d'atteindre directement le sol. Heureusement, à cette période de l'année, il se produit rarement des averses aussi violentes qu'à l'été.

Dickinson et al. (1982) ont, de plus, mis en évidence l'importance de la saison pour la détermination de la sensibilité d'un sol à l'érosion. Le tableau de la page suivante montre l'évolution du facteur K qui représente le paramètre d'érosivité de l'équation universelle de perte des sols du printemps à la fin de l'été (voir Prédictives rainfall erosion losses, 1978).

Ce tableau permet de constater la fragilité du sol selon sa granulométrie au printemps et à l'été.

ESTIMATION DES VALEURS DE K POUR DIVERSES TEXTURES DE SOL SOUS DIFFÉRENTES CONDITIONS

CLASSE TEXTURALE	SOL CONDITION		
	GELÉ	PRINTANIERE	ESTIVAL
Sable	0,13	0,03	0,03
Sable fin	0,19	0,09	0,11
Sable très fin	0,59	0,43	0,49
Sable loameux	0,14	0,04	0,04
Sable fin loameux	0,22	0,12	0,14
Sable très fin loameux	0,49	0,41	0,47
Loam sableux	0,20	0,12	0,15
Loam sableux fin	0,26	0,18	0,21
Loam sableux très fin	0,44	0,39	0,45
Loam	0,35	0,36	0,36
Loam limoneux	0,41	0,36	0,36
Loam argileux	0,32	0,29	0,23
Loam argileux limoneux	0,34	0,31	0,25
Argile limoneuse	0,26	0,26	0,25
Argile	0,22	0,22	0,22
Argile dense	0,18	0,18	0,12

(Tiré de Dickinson et al., 1982)

ANNEXE 5

ÉQUATIONS D'ÉCOULEMENT

De façon théorique, selon De Marsily (1981), en retenant les équations d'écoulement en milieux poreux (phase air - eau) selon les trois dimensions, on obtient:

Équation de continuité en milieu poreux

$$\frac{\partial Vw}{\partial z} + \frac{\partial \Theta w}{\partial t} = 0$$

$$\frac{\partial Va}{\partial z} + \frac{\partial \Theta a}{\partial T} = 0$$

où:

Vw: Vitesse pour l'eau;

Va: vitesse pour l'air;

Θ : réserve;

Z : distance;

T : temps.

Les vitesses d'écoulement pour chacun des fluides valent:

$$Vw = \frac{-\ K\ Krw}{uw}\left(\frac{\partial PW}{\partial z} - Pwg\right)$$

$$Va = \frac{-\ K\ Kra}{ua}\left(\frac{\partial Pa}{\partial z} - Pag\right)$$

où:

K: Perméabilité;

μ: viscosité;

P: pression capilaire;

ρ: densité;

g: accélération;

w: milieu aqueux;

a: milieu aérien.

de plus, $\Theta w + \Theta a = 1$ et $Pc = Pa - Pw$

Par substitution, on arrive à:

$$\frac{\partial}{\partial z}\left[\frac{-\ Kkrw}{uw}\left(\frac{\partial Pw}{\partial z} - Pwg\right)\right] + \frac{\partial \Theta w}{\partial t} = 0$$

$$\frac{\partial}{\partial z}\left[\frac{-\ kkra}{ua}\left(\frac{\partial Pc}{\partial z} + \frac{\partial Pw}{\partial z} - Pag\right)\right] + \frac{\partial\ (1 - \Theta w)}{\partial t} = 0$$

Par rapport à l'eau, si on considère $\mu a = 0$ et que la pression exercée par l'air est négligeable ($Pw \cong Pc$) et on sait que $K = \frac{Kw \bullet \gamma w}{uw}$ et $\Psi = \frac{Pw}{\gamma w}$, où K est la conductivité, Ψ le potentiel capillaire, k la perméabilité intrinsèque et γ vaut pg, on aura:

$$\frac{\partial}{\partial T}\Theta w = K\frac{\partial}{\partial z}\left(Kr\frac{\partial \Psi}{\partial z}\right) - K\frac{\partial Kr}{\partial z}$$

La variation de la réserve d'eau dépend donc de la conductivité, du potentiel capilaire et de la perméabilité intrinsèque lorsque l'air est expulsé facilement et est remplacé par l'eau.

Plusieurs formules d'origine empirique existent pour caractériser l'infiltration, cependant, deux ont retenu notre attention, soit celle de Horton et celle de Holtan.

A) Équation de Horton (1940)

Démonstration

Horton pose au départ que:

$$\frac{\partial f}{\partial t} = K_f\,(f - f_c)$$

où:

f : taux d'infiltration instantané;

f_c : taux d'infiltration de base;

K_f : constante de proportionalité.

Le taux de décroissance à un moment précis est fonction de la différence entre le taux d'infiltration du moment et le taux de base.

En transformant et en intégrant, on obtient:

$$\frac{\partial f}{f - f_c} = K_f \, dtK \rightarrow \ln (f - f_c) = - K_f t + \text{constante}$$

Si on cherche la constante, au départ:

$$f = f_0 \qquad \text{quand} \qquad t = 0$$

on a:

$$\ln (f_0 - f_c) = \text{valeur de la constante}$$

donc,

$$\ln (f - f_c) = K_f t + \ln (f_0 - f_c)$$

et si on isole f qui est le taux d'infiltration du moment qui nous intéresse, on a:

$$f = f_c = f_c + (f_0 - f_c) \, e^{-K_f t}$$

qui est l'équation de Horton.

B) Équation de Holtan

Cette équation est bâtie sur le même principe que celle de Horton à cette différence près qu'elle réfère au volume d'emmagasinement disponible plutôt qu'au degré de saturation.

$$f = a \cdot S_a^{1.4} + f_c$$

où:

S_a: volume disponible d'emmagasinement;

a : constante;

$a \cdot S_a^{1.4}$ est habituellement déterminée de façon empirique.

Pour bien comprendre les divers paramètres impliqués dans ces formules, nous allons analyser les composantes qui les contrôlent. D'abord, le taux de base f_c, qui correspond à la valeur minimale du taux d'infiltration, est atteint lorsque la zone de contrôle est entièrement saturée. Cette zone de contrôle correspond aux horizons supérieurs du sol qui ont une influence sur le taux d'infiltration (Beasley et Huggins, 1982). Au-delà, c'est-à-dire entre la zone de contrôle et la nappe aquifère, le sol est habituellement non saturé sauf en cas de pluie exceptionnellement abondante et intense ou de problèmes de drainage. Ce sont les forces capillaires (potentiel

capillaire) et de percolation (par gravité) qui entraînent l'eau vers cette zone intermédiaire et éventuellement vers la nappe (Horton, 1940; Leclerc, 1983). Si la totalité du sol vient qu'à être saturée, l'infiltration de base n'en est pas affectée car la vidange de la nappe est habituellement plus rapide que le taux de base f_c et il n'y a pas de problème de surpression à cause de l'air à expulser (Horton, 1940). Cependant, pour les orages et les pluies moyennes, l'état de saturation est rarement atteint (Huggins, 1973), ce qui n'est pas nécessairement le cas pour le Québec. La valeur f_c correspond donc à la vitesse de vidange (drainage) de la zone de contrôle seulement, lorsqu'elle est saturée et est en rapport direct avec la porosité efficace (partie B sur la porosité).

Cependant, après la pluie, la vidange de la zone de contrôle dépend de la gravité, de la capillarité et de l'évapotranspiration (Brady, 1974). Précédemment, l'équation 8 sur la réserve Θ d'eau souligne l'importance des deux premiers éléments. Le troisième, l'évapotranspiration est efficace dans les heures voire les jours qui suivent l'événement pluvial. Ce processus de perte d'eau débarasse la zone de contrôle de l'eau liée jusqu'à des pressions de 15 atm (c'est le point de flétrissement des plantes); au-delà de cette pression, l'eau est adsorbée par les particules du sol et est très peu mobile devant les quantités énormes d'énergie nécessaires à la séparation de la molécule d'eau d'avec la particule de sol.

Le gradient de pression de vapeur de l'eau décroît rapidement vers la profondeur pour devenir négligeable vers 1 m de profondeur (Todd, 1963), ce qui fait que la quantité d'eau évaporée à cette profondeur est nulle; seule

la transpiration des plantes peut alors aller chercher l'eau au-delà de cette profondeur. Il faut donc que le gradient de pression de vapeur soit suffisant pour qu'il y ait diffusion moléculaire de l'eau vers les zones moins humides. L'entretien d'un pourcentage d'humidité relative inférieure à la saturation permet alors l'évaporation de l'eau emmagasinée.

Le potentiel d'évapotranspiration qui est le taux de référence pour un lieu et une période de l'année donnée, est la quantité maximale d'eau évaporable en état de saturation constante. Ce potentiel indique à quelle vitesse l'eau du sol, emmagasinée à la suite d'un événement pluvial, va s'évaporer. En été, justement, les apports de chaleur par l'atmosphère et le rayonnement solaire favorisent l'évapotranspiration particulièrement lorsque l'air est sec (gradient de pression de vapeur de l'eau est plus fort) et c'est au début de l'après-midi que l'énergie est habituellement la plus concentrée pour évaporer.

La formule suivante résume d'ailleurs bien les interactions qui favorisent l'évapotranspiration.

$$E = \frac{Rn - G}{L} \left(1 - \frac{\gamma}{\partial + \gamma} \frac{\partial T}{\Delta Tw} \right)$$

où:

E : évapotranspiration;

ΔT : température du thermomètre sec;

ΔTw: température du thermomètre mouillé;

∂ : pente de la tension de vapeur à la température T°;

γ : constante psychrométrique, $\gamma = Cp/L$;

Cp : chaleur spécifique de l'air;

L : chaleur de vaporisation de l'eau;

Rn : rayonnement net;

G : flux de chaleur dans le sol.

ANNEXE 6

ÉQUATIONS D'ÉCOULEMENT

À partir de l'équation du profil de vitesse et en utilisant l'équation de Newton pour définir les forces de cisaillement et celle expliquant les conditions limites des forces de cisaillement pour un écoulement uniforme et continu, on peut, par des transformations simples (Kilinc et Richardson, 1973) arriver à définir la vitesse moyenne de l'écoulement.

L'équation est:

$$\bar{u} = \frac{g}{4\nu} S_f^{1/3} q_o^{1/3} x^{1/3}$$

où:

$\bar{u}$: vitesse moyenne;

S_f: gradient des forces de friction;

g : accélération gravitationnelle;

ν : viscosité cinématique de l'eau;

x : longueur de la section;

q_0: débit.

De cette équation, on peut déduire la profondeur de l'écoulement en posant $d = \frac{q_0 x}{\bar{u}}$ avec l'équation de continuité.

On aura:

$$d = \frac{q_0 x}{\left(\frac{g}{4\nu}\right)^{1/3} S_f^{1/3} q_0^{1/3} x^{2/3}} = \left(\frac{4\nu}{g}\right)^{1/3} S_f^{1/3} q_0^{1/3} x^{1/3}$$

De plus, en utilisant la formule de Darcy-Weibach, il est possible, selon Kilinc et Richardson, de déterminer un coefficient de friction f qui dépendra des propriétés de l'eau et des conditions du milieu.

On aura, pour un écoulement laminaire:

$$f^* = \frac{h^*}{\bar{u}^2} \frac{dh}{dx} \cos \Theta + \frac{f}{8g}$$

où:

$$f = \frac{8gdS_f}{\bar{u}^2} \cong \frac{c}{Re}$$

où:

Re: nombre de Reynold;

h : épaisseur;

Θ : angle de la pente;

c : constante = 24.

et pour un écoulement turbulent avec le fond rugueux:

$$\frac{1}{\sqrt{S}} = 2 \log \frac{2 h \cos \Theta}{K} + 1.74$$

où:

S: pente;

K: rugosité basée sur la texture du fond.

On peut également évaluer par la formule donnant l'épaisseur de l'écoulement et celle de Newton pour les forces de cisaillement, les forces de cisaillement:

$$\tau_0 = \gamma d S_f \qquad \text{Équation de Newton}$$

$$\tau_0 = (3\, g^2 \rho^3 \nu)^{1/3}\, S_f^{2/3}\, q_0^{1/3}\, x^{1/3}$$

où:

γ : poids spécifique de l'eau;

ρ : densité de l'eau;

τ_0: force de cisaillement.

ce qui permet de donner une puissance (P_s) à l'écoulement:

$$P_s = T_0 t = \rho g \, S_f \, q_0 \, x = \gamma \, S_f \, q$$

t: temps.

T_0 ne peut être évalué dans le milieu naturel à cause de la charge en sédiments de l'écoulement mais seulement approximé. Mais, à partir de l'article de Grace et Eagleson (1966), où une équation complète de l'écoulement superficiel est donnée, nous pouvons détailler l'action de toutes les forces en présence. Ainsi, une véritable vue de l'écoulement est apportée suite à ce qui a déjà été écrit.

Équation d'écoulement superficiel

Notation utilisée:

β Facteur de correction pour écoulement non uniforme, vaut: $\frac{1}{A} \int_A \left(\frac{v}{V} \right)^2 dA$, où v est la vitesse ponctuelle et V la vitesse moyenne

γ Poids spécifique, lbs/fT^3

Θ Angle entre Δx et la pente, en degrés

τ Force de cisaillement, lbs/$\int$T^2

ω Vitesse d'impact de la pluie, $\int$T/sec

g Intensité de l'infiltration, $\int$T/sec

v Vecteur vitesse, $\int$T/sec

W Vitesse d'infiltration, $\int$T/sec

y Epaisseur de l'écoulement, $\int$T

p* Surpression due à la pluie, lbs/$\int$T^2

ρ Viscosité

Cette équation représente les vecteurs force qui agissent par l'écoulement sur un versant en fonction des équations des moments et de continuité lors d'un événement pluvieux, selon les axes verticaux et horizontaux.

Pour l'axe des x, les forces en présence sont:

Au point A:

$$- \left[\gamma \frac{\cos^2 \Theta \bullet y}{2} + P^* \cos \Theta + \beta \rho V^2 \cos \Theta \right] y$$

Au point B:

$$\gamma \frac{\cos^2}{2} \Theta \, (y + \Delta x) + \cos \Theta \, (P^* + \Delta P^*) + \beta \rho \cos \Theta \, (V + \Delta V)^2$$

$$\frac{\Delta Y}{\left(\frac{\Delta x}{2}\right)} \cong \frac{dy}{dx}$$

On peut alors écrire pour $\Delta x/2$:

$$\left[\gamma \frac{\cos^2}{2} \Theta \left(y + \frac{dy}{dx} \frac{\Delta x}{2} \right) + \cos \Theta \left(P^* + \frac{dP^*}{dx} - \frac{\Delta x}{2} \right) + \beta \rho V \cos \Theta \left(V + \frac{2dV}{dx} \frac{\Delta x}{2} \right) \right]$$

$$\left(y + \frac{dy}{dx}\frac{\Delta x}{2} \right) = \gamma \frac{\cos^2}{2} \Theta + 2\gamma \frac{\cos^2 \Theta}{2} y \frac{dy}{dx}\frac{\Delta x}{2} + \cos \Theta P^* y + \cos \Theta P^* \frac{dy}{dx}\frac{\Delta x}{2} +$$

$$\cos \Theta y \frac{dP^*}{dx}\frac{\Delta x}{2} + \beta\rho V \cos \Theta V y + \beta\rho V \cos \Theta V \frac{dy}{dx}\frac{\Delta x}{2} + 2 \beta\rho V \cos \Theta y \frac{dV}{dx}\frac{\Delta x}{2}$$

Pour un point on obtiendrait:

$$[\gamma \cos^2 \Theta y + \cos \Theta P^* + \beta\rho V^2 \cos \Theta] \frac{dy}{dx} + \cos \Theta y \frac{dP^*}{dx} + 2 \beta\rho V y \cos \Theta \frac{dV}{dx} +$$

$$T - 2 p^* \tan \Theta - \gamma y \sin \Theta = 0$$

Si la valeur des forces varie avec le temps, on aura:

$$\frac{\Delta \text{ masse}}{\Delta T} = \rho y \frac{dV}{dT} + \rho v \frac{dy}{dT}$$

L'équation s'écrira:

$$[\gamma \cos^2 \Theta y + \cos \Theta P^* + \beta\rho V^2 \cos \Theta] \frac{dy}{dx} + \cos \Theta y \frac{dP^*}{dx} + 2 \beta\rho V y \cos \Theta \frac{dV}{dx}]$$

$$\rho y \frac{dv}{dT} + \rho v \frac{dy}{dT} = - T + 2 P^* \tan \Theta + \gamma y \sin \Theta$$

Pour l'axe des n:

Au point A:

$$[\beta\rho v^2 \sin\Theta + p^* \sin\Theta + \gamma\, y/2 \cos\Theta \sin\Theta]\, y$$

Au point B:

$$\beta\rho \sin\Theta (V + \Delta V)^2 + \sin\Theta (P^* + \Delta P^*) + \gamma \cos\Theta \sin\Theta \left(\frac{y + \Delta y}{2}\right)$$

On peut écrire:

$$\gamma \frac{\cos\Theta \sin\Theta}{2} \left(y + \frac{dy}{dx}\frac{\Delta x}{2}\right) + \sin\Theta \left(P^* + \frac{dP^*}{dx}\frac{\Delta x}{2}\right) + \beta\rho V \cos\Theta$$

$$\left(V + 2\frac{dv}{dx}\frac{\Delta x}{2}\right) \left(y + \frac{dy}{dx}\frac{\Delta x}{2}\right) = y \frac{\cos\Theta \sin\Theta}{2} y^2 + 2\gamma \frac{\cos\Theta \sin\Theta}{2} y$$

$$\frac{dy}{dx}\frac{\Delta x}{2} + \sin\Theta\, p^*\, y + \sin\Theta\, p^* \frac{dy}{dx}\frac{\Delta x}{2} + \sin\Theta y \frac{dP^*}{dx}\frac{\Delta x}{2} + \beta\rho V^2 \sin\Theta\, y +$$

$$\beta\rho V \sin\Theta\, V \frac{dy}{dx}\frac{\Delta x}{2} + 2\,\beta\rho V \sin\Theta\, y \frac{dV}{dx}\frac{\Delta x}{2}$$

Pour un point, on obtiendrait, au fond:

$$\gamma \cos \Theta \sin \Theta \, y \frac{dy}{dx} + \sin \Theta \, p^* \frac{dy}{dx} + \sin \Theta \, y \frac{dP^*}{dx} + \beta \rho V^2 \sin \Theta \frac{dy}{dx} +$$

$$2 \beta \rho V \sin \Theta \, y \frac{dy}{dx} + T \tan \Theta + 2 \, p^* + \gamma \, y \cos \Theta - \gamma \, y \sec \Theta - \rho I w + \rho g W = 0$$

Si le temps intervient, on aura:

$$y \frac{dP^*}{dx} \sin \Theta + P^* \left[2 + \frac{dy}{dx} \sin \Theta \right] = - [\gamma \, y \sin \Theta \cos \Theta + \beta \rho V^2 \sin \Theta] \frac{dy}{dx} -$$

$$\beta \rho V y \sin \Theta \frac{dv}{dx} - \rho y \tan \Theta \frac{dV}{dT} - \rho v \tan \Theta \frac{dy}{dT} - T \tan \Theta - \gamma \, y \cos \Theta + \gamma \sec \Theta$$

$$+ pIw - pgW$$

Pour l'écoulement en canal, les équations de continuité et des moments s'appliquent de la même façon que pour l'écoulement superficiel sauf qu'il faut considérer le périmètre mouillé.

La formule de Manning est d'ailleurs très utilisée pour définir l'écoulement en canal.

L'équation est:

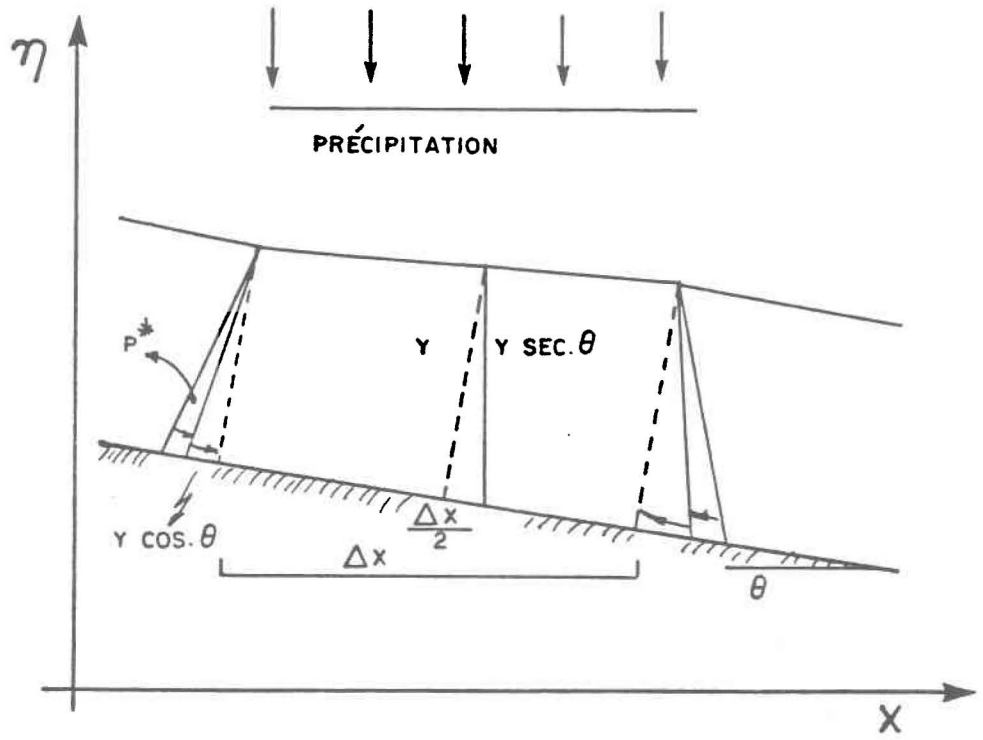
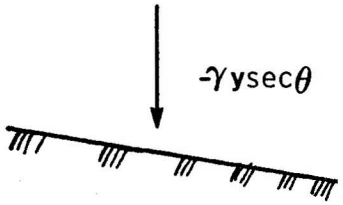
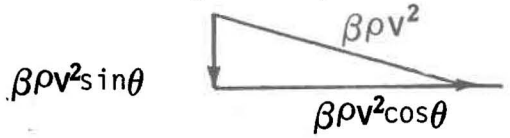


Figure 1a: Représentation de l'écoulement
(d'après Grace et Eagleson, 1966)

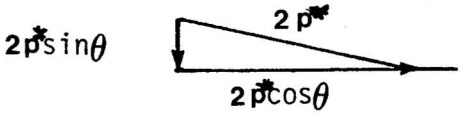
En 1 point, force de pression de l'eau



Force générée par la vitesse



Force latérale générée par la pluie



Force latérale générée par la masse d'eau

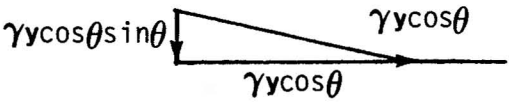
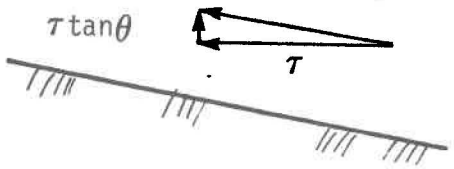
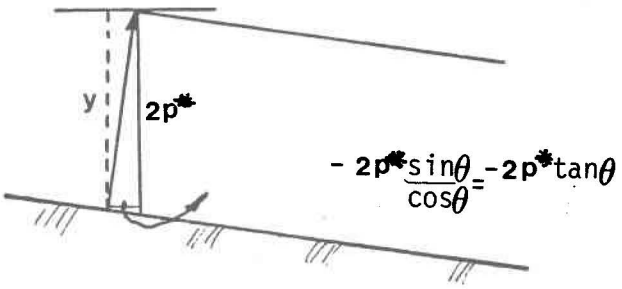


Figure 1b: Identification des vecteurs force

Force de cisaillement



Dans la section de contrôle



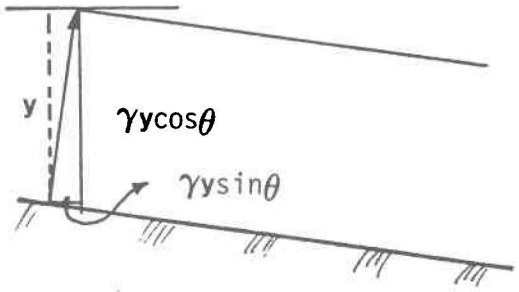


Figure 1c: Identification des vecteurs force

$$\bar{u} = \frac{1.49}{n} R^{2/3} S^{1/2}$$

où:

R: rayon hydraulique

$$R = \frac{\text{Surface de la section}}{\text{Périmètre mouillé}};$$

$\bar{u}$: vitesse moyenne;

S: pente du canal;

n: coefficient de rugosité pour la paroi.

L'action des forces de cisaillement est proportionnelle au carré de la vitesse et peut être représentée ainsi:

$$\tau_0 = \frac{\lambda P \bar{u}^2}{2}$$

où:

λ: coefficient adimensionnel.

On peut déterminer la somme des forces en présence à l'équilibre:

$$(P_1 - P_2) A + \gamma A \Delta Z = \tau_0 L P$$

où:

L : distance entre P_1 et P_2;

P : périmètre mouillé;

A : surface de contrôle;

P_x : pression au point x;

Δz: L sin Θ.

Ce qui est analogue à l'équation développée pour l'écoulement superficiel.

À la suite de la démonstration des équations d'écoulement, où nous considérerons un écoulement dans des conditions particulières, nous allons maintenant expliciter le mode d'action des forces de cisaillement pour un écoulement laminaire ou turbulent.

Si on considère que l'épaisseur de l'écoulement varie dans le temps et en fonction du terrain, nous pouvons être soit en écoulement laminaire ou en écoulement turbulent. D'une façon générale, il faut considérer que près de la surface, l'écoulement tend à être laminaire à cause des forces de friction, même si l'écoulement est turbulent en général. Cette gradation dans l'écoulement est le fait de la rugosité du terrain et de la viscosité de l'eau. Ces forces de friction engendrent les forces de cisaillement résultant des vitesses différentes de la surface vers le fond que l'on peut estimer comme suit:

$$\tau_0 = p \frac{d}{dx} \int_0^h U\ (U - u)\ dy$$

où:

U: vitesse maximale;

u: vitesse au point de mesure.

Si nous sommes en écoulement turbulent, les forces de cisaillement seront beaucoup plus fortes qu'en écoulement laminaire car dans les deux cas, la vitesse est presque nulle à la surface du sol. La figure 2 nous montre la distribution des vitesses pour le deux cas.

Les forces de cisaillement, une fois évaluées pour un point donné, peuvent être totalisées pour toute une section par:

$$\sum \text{"drag"} = \sum \text{"traction"} = \int_0^x \tau_0\ dx = - p \int_0^h u^2\ dy + p \int_0^h U\ (U - u)\ dy +$$

$$p \int_0^h U^2\ dy \qquad \text{(selon Chow, 1959)}$$

De cette façon, nous pouvons estimer le stress qu'un écoulement exerce sur le sol. En connaissant l'érodibilité du sol, nous pouvons alors évaluer les dégâts qui y sont causés.

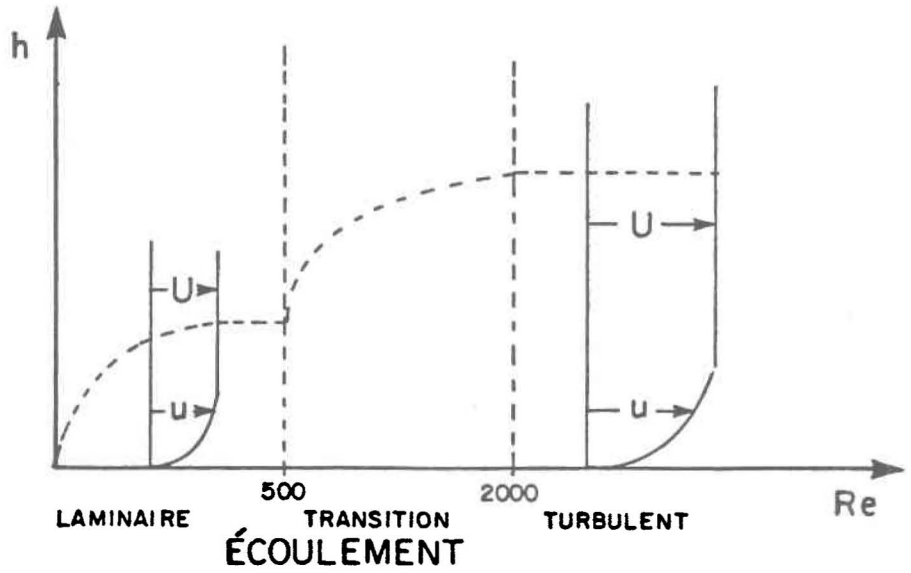


Figure 2: Distribution des vitesses verticales selon le type d'écoulement (d'après Chow, 1959)

Les forces de traction, comme nous venons de le voir, dépendent beaucoup de la vitesse de l'écoulement et du gradient que cette vitesse possède du fond vers la surface. Il est donc intéressant de regarder à quel régime d'écoulement nous avons affaire afin de déterminer le total de l'énergie contenue dans le cours d'eau, dont une partie servira éventuellement à l'arrachement ou au transport des sédiments.

Le régime de l'écoulement peut être soit fluvial ($F < 1$), critique ($F = 1$) ou torrentiel ($F > 1$) (F = nombre de Froude = V^2/gy). Ceci veut dire que le débit dans un canal par exemple, est fonction de la vitesse à laquelle l'eau circule, mais également de la profondeur de l'écoulement, ceci en des proportions variables. Pour bien comprendre le principe, on peut se référer à la théorie sur le saut hydraulique qui s'appuie sur l'équation de continuité (Chow, 1959).

Alors dépendamment que nous soyons en régime fluvial ou torrentiel, l'écoulement se comportera de telle sorte que l'énergie contenue dans un cours d'eau existera sous forme cinétique (donc disponible pour l'érosion) ou potentielle.

Pour un canal, nous avons, selon Chow, 1959:

$$E = y + \frac{V^2}{2g} = y + \frac{q^2}{2gy^2}$$

où:

E: énergie disponible.

En régime fluvial, l'énergie potentielle l'emporte sur l'énergie cinétique, ce qui est l'inverse du régime torrentiel. En régime torrentiel, le gros de l'énergie réside dans l'écoulement et l'action des forces de cisaillement vient qu'à affecter le fond du canal ou le sol.

ANNEXE 7

LE DÉTACHEMENT, LE TRANSPORT ET LE DÉPOT

1. LE DÉTACHEMENT

Nous pouvons considérer trois sortes de détachement; le détachement par la pluie, l'arrachement par le ruissellement (écoulement non concentré) et l'arrachement par l'écoulement en canal (concentré).

Le détachement par la pluie vient de l'énergie cinétique acquise par la précipitation lors de sa chute et est avant tout proportionnel à l'intensité de cette précipitation (partie 2.3). Lors de l'impact de la goutte de pluie sur le sol, il y a donc libération d'énergie sous forme de travail contre les particules du sol ou d'eau. Il en résulte des éclaboussures, une compaction du sol et une occlusion des macropores. Le cratère créé par la goutte sera plus ou moins large et profond selon le type de sol. Kilinc et Richardson (1973), Mutchler et Larson (1971) présentent plusieurs formules empiriques pour définir le phénomène.

À titre d'exemple, celle de Ellison (1945):

$$\text{Perte par éclaboussure} = KV^{4.33}\, D^{1.07}\, I^{.65}$$

où:

I: intensité de la pluie;

K: facteur pour le sol;

V: vitesse d'impact des gouttes;

D: diamètre des gouttes.

L'éclaboussure générée par la pluie peut être considérée uniforme sur toutes les pentes du bassin au début d'un orage. Les particules sont alors rejetées radialement, mais de façon asymétrique vers le bas de la pente. Le transport par la pluie se fait par bonds des particules le long de la pente selon le principe de la ballistique. Ce n'est donc pas véritablement la pluie qui transporte les particules, mais plutôt l'énergie cinétique acquise par les particules lors de l'impact de la goutte. On ne peut dissocier le transport par la pluie du détachement par la pluie, car l'éclaboussure arrache puis projette les particules à la suite de l'impact de la goutte. On ne peut concevoir le transport sans que juste avant, la même goutte de pluie ait arraché un peu de sol.

L'effet de la précipitation va cependant en diminuant à mesure que l'eau s'accumule à la surface du sol, constituant un écran pour le sol. Mutchler et McGregor (1983) ont étudié le pouvoir érosif de la pluie lorsqu'il y a de l'eau en surface. Particulièrement, Mutchler et Larson (1971) ont mesuré un éclaboussement maximal lorsque l'épaisseur du film d'eau sur le sol vaut le tiers du diamètre de la goutte d'eau impliquée. Une protection efficace du sol existe lorsque le film d'eau correspond à trois fois le diamètre de la goutte. Ces auteurs ont également trouvé que quelque soit l'intensité de la pluie, au-delà de six centimètres d'épaisseur de film d'eau sur le sol, il ne se produit plus d'effet direct sur celui-ci. Ces

conditions de protection sont habituellement rencontrées dans la bas de pente, où l'écoulement est le plus concentré ainsi que dans les dépressions du sol où l'eau s'accumule. C'est donc dans le haut des versants que la précipitation aura son plus grand pouvoir érosif.

Le ruissellement superficiel, de son côté, possède un faible pouvoir érosif car l'écoulement n'y est pas concentré et il n'y a qu'une faible épaisseur d'eau sur le sol. Les forces de viscosité de l'eau et l'irrégularité du terrain retardent énormément l'écoulement superficiel. Les forces de cisaillement n'atteignent pas des valeurs très élevées. Hirschi et al. (1983) déduisent que les sédiments détachés par le ruissellement ne dépassent pas en quantité ceux détachés par la pluie. Certains auteurs, dont Young et Mutchler (1969) concluent, à la suite d'expérimentations, que l'essentiel de la charge en sédiments de l'écoulement provient de l'impact de la pluie. Si on veut quand même estimer l'érosion par l'écoulement superficiel, on peut utiliser les mêmes formules que pour l'écoulement en canal (Hirschi et al., 1983).

Plusieurs auteurs (Foster, 1972; Meyer, 1965; Wichmeir, 1960; etc.) relient alors l'érosion superficielle avec la précipitation. Les formules qu'ils ont développées tiennent compte de l'intensité de la pluie, de la pente du terrain et de la nature du sol.

À titre d'exemple, la formule de Foster (1972) vaut:

$$D_i = K_i \; I \; (bS + c)$$

où:

D_i : taux de détachement;

K_i : facteur d'érodibilité du sol;

I : intensité de la pluie;

S : pente du terrain.

Mais il est intéressant ici, de constater que le passage de l'écoulement sous forme de ruissellement à celui en canal, se fait graduellement le long d'un versant. La figure 1 montre l'accroissement progressif du pouvoir d'arrachement. Une fois que l'écoulement a commencé à se concentrer, son pouvoir d'arrachement augmente très rapidement. Ce type d'écoulement possède simultanément la capacité de détacher et de transporter les sédiments. Le potentiel d'arrachement peut être évalué par les forces de cisaillement qui augmentent avec le carré de la vitesse de l'écoulement, la pente et la rugosité du sol.

On peut exprimer ainsi ce potentiel:

$$P_s = T \cdot \bar{U} = \gamma S_f q$$

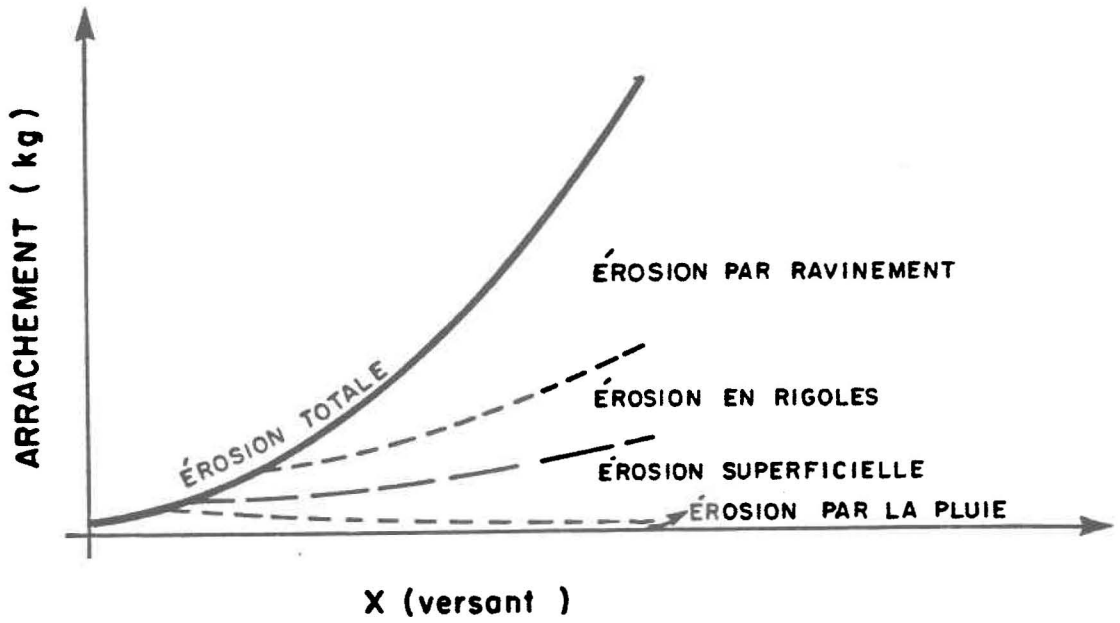


Figure 1: Effets de la concentration de l'écoulement

où:

$\bar{U}$: vitesse moyenne;

q : débit;

q : $\bar{U}$ • d;

S_f: pente;

d : section;

τ : force de cisaillement.

Ce potentiel érosif peut être augmenté grâce à la pression qu'exercent, sur le fond, les particules en mouvement par saltation ou par roulement. Aussi, plus la rugosité du sol est importante par rapport au film laminaire au fond de l'écoulement, plus les forces de traction ont de prise. Cependant, Yalin (1963) considère que c'est surtout l'inégalité dans la disposition géométrique des particules du sol, ainsi que leur propre morphologie qui donne de la prise aux forces de cisaillement.

Plusieurs auteurs utilisent justement la force de cisaillement pour évaluer le taux de détachement de l'écoulement. Meyer et Wischmeier (1969) et Foster (1972) ont travaillé sur ce genre d'équation. Voici celle de Foster:

$$Drc = a\ (\tau - \tau cr)^b$$

où:

Drc : taux de détachement potentiel;

T : force de cisaillement;

Tcr : force de cisaillement critique pour détacher le sol considéré;

a et b: coefficients.

Le détachement des sédiments est donc le fait de la précipitation et de l'écoulement concentré vers le bas de pente et le ruissellement est donc considéré comme négligeable.

2. LE TRANSPORT

Nous discuterons ici du transport des sédiments par l'écoulement en général. Le transport par la pluie sera négligé puisqu'il demeure trop relié à l'arrachement par la pluie.

Plusieurs formules de transport existent pour représenter l'effet de l'écoulement. Elles dérivent en grande partie des équations de transport en rivière (Hisrchi, 1983). Cependant, aucune ne semble entièrement satisfaisante pour couvrir toutes les situations d'écoulement ou de types de sols (cohésifs ou non cohésifs) que l'on peut rencontrer sur une pente, selon Chow (1962).

Allenzo, Neibling et Foster (1981) ont testé plusieurs formules sous différentes conditions. L'équation de Yalin (1963) est alors apparue comme la meilleure. À titre indicatif, nous la fournissons ici:

$$C = (635 \times 10^5 \sigma S d_{so} U_x / V h) [1 - (1 / a\sigma) \ln (1 + a \sigma)]$$

où:

$a = 2.45 \times 5^{-2/3} \Theta a^{1/2}$;

$\sigma = (\Theta_{so} / \Theta_c) - 1$;

C : concentration de sédiments, parties par million;

σ : force de traction en excès;

S : masse spécifique du matériel;

d_{so} : diamètre médian des particules;

U_x : vitesse de cisaillement;

h : profondeur moyenne de l'écoulement;

Θ_c : valeur de mobilité, dans le milieu;

Θ_{so} : valeur selon le diamètre médian des particules, trouvé à partir du digramme de Shield's.

L'équation de Yalin considère des sédiments qui se meuvent par saltation. En réalité, il faut considérer en plus, les particules en suspension, ce qui complique une éventuelle reformulation.

Quoi qu'il en soit, pour évaluer la capacité de transport de l'écoulement, il est essentiel de connaître le débit et l'inclinaison de la pente.

Le débit est fonction de la vitesse de l'écoulement qui est influencée par la nature du sol et sa rugosité (Wischemeier et Meyer, 1969).

Il faut souligner cependant qu'il existe de nombreuses différences dans le comportement hydraulique entre le ruissellement et l'écoulement concentré. Le ruissellement ondule constamment suite aux nombreux changements de régimes d'écoulement le long de son parcours. La pluie affecte la structure de l'écoulement en créant de la turbulence à la surface, le rapport entre l'épaisseur de l'écoulement et le diamètre des particules est significatif et la viscosité de l'eau joue un effet prononcé (Foster et Meyer, 1972). Néanmoins, l'équation de Yalin (1963) semble encore une des meilleures.

À mesure que l'écoulement se concentre, celui-ci devient de plus en plus régulier et rectiligne. Les changements de régime d'écoulement deviennent très limité; l'effet de la pluie et de la dimension des particules devient négligeable. L'équation de Yalin demeure également la meilleure pour l'écoulement en canal (Beasley et al., 1982).

Pour conclure, il est important de montrer le concept développé par Foster et Meyer (1972) qui représente les interrelations entre le détachement et le transport. L'énergie disponible de l'écoulement se répartie alors comme suit:

$$\frac{\text{Détachement par l'écoulement (Df)}}{\text{Capacité de détachement (Dc)}} + \frac{\text{Charge de l'écoulement (GF)}}{\text{Capacité de transtport (Tc)}} = 1^*$$

* Ces conditions valent pour le ruissellement et l'écoulement en canal.

La charge GF provient de sédiments détachés par la pluie et l'écoulement.

$$\frac{\partial GF}{\partial x} = DF + \text{Sédiments détachés par la pluie}$$

3. LE DÉPOT

Le dépôt survient lorsque l'écoulement ne produit plus assez d'énergie pour conserver sa charge en sédiments (la capacité de transport devient inférieure à la charge). Les particules qui étaient transportées par roulement ou par saltation seront alors les premières à être déposées, tandis que les particules en suspension ne tomberont que progressivement à mesure que l'écoulement ralenti.

Particulièrement, les eaux de ruissellement, à cause de l'irrégularité de leur régime d'écoulement, sont sujettes à larguer en maints endroits leur charge à la faveur d'un simple obstacle. L'écoulement en canal tend à larguer ses sédiments en un endroit bien déterminé comme le bas d'une pente. Il faut cependant noter que pour les deux écoulements, si en état de saturation, il se produit un dépôt simultanément aux apports tout le long du parcours.

La loi de Stoke représente bien le principe de ce dépôt en milieu calme:

$$W = \frac{1}{18} (G - 1)\, g \frac{d^2}{V}$$

où:

W: vitesse de chute de la particule;

G: rapport entre la masse spécifique de la particule et celle de l'eau;

d: diamètre;

g: gravité;

v: viscosité.

La tendance au dépôt en milieu agité par un courant, est contrebalancée par l'excès des forces de traction qui conservent les particules en mouvement.

ANNEXE 8

LES PARAMÈTRES DU MODÈLE

A. Les paramètres du sol

Ces paramètres sont en relation avec les propriétés physiques d'un sol et sont jugés essentiels pour une simulation adéquate.

- Porosité totale (TP): C'est le volume occupé par les pores du sol; elle est en relation directe avec la densité des différents sols. Cependant, les rapports pédologiques québécois ne parlent pas de la porosité. On peut cependant déterminer cette porosité en analysant la description de la texture du sol qui permet d'estimer la densité et de là, la porosité.

- Capacité au champs (FP): C'est le point où le surplus d'eau dans le sol s'écoule par gravité, c'est-à-dire que l'eau contenue dans les pores est retenue par les forces de tension (> 1/3 atm.). Cette information doit être estimée de la même façon que la porosité.

- Épaisseur de la zone de contrôle (DF): Ce paramètre est déterminé de façon plutôt arbitraire. Il représente l'épaisseur du sol qui influence le taux d'infiltration et correspond habituellement à l'horizon A d'un sol. Plus particulièrement, on considère la portion comprise entre .25 à .75 de l'épaisseur de l'horizon A. Cependant, il n'est pas certain que toute l'eau libre contenue dans ce réservoir gagne les canaux.

- Humidité du sol au début de la précipitation (ASM): L'équation d'infiltration dépend du contenu en eau du sol. Plus le sol est sec, plus il peut absorber de l'eau. La vidange de la zone de contrôle dépend des propriétés du sol à retenir l'eau où à s'en débarasser. Une première partie de l'eau est évacuée par percolation et une autre, celle retenue par les forces de tension, l'est par évapotranspiration. Le calcul de ce paramètre peut être complexe, puisqu'il faut remonter un mois avant la précipitation choisie. L'humidité du sol ne peut descendre sous le point de flétrissement.

- Descripteurs du taux d'infiltration basés sur la formule de Holtan.

  (FC): Taux d'infiltration de base ou minimal. C'est le seuil au-delà duquel le taux d'infiltration ne descend jamais.

  (A): Différence entre le taux d'infiltration maximal et le taux minimal.

  La détermination de ces deux facteurs se fait par une méthode suggérée dans le manuel de l'utilisateur. Cette méthode est statique et arbitraire puisqu'elle est la même indépendamment des circonstances.

  (P): Exposant de l'infiltration. Il représente le taux de décroissance de la capacité d'infiltration pendant l'événement pluvial. Cet exposant dépend du type de sol en rapport avec la texture de ce

dernier. Moins un sol est perméable, plus P est grand et plus la capacité diminue vite.

- Erodibilité du sol (le K de l'équation universelle de perte de sols): La technique du nomographe développée par Wischmeier et al. (1971) doit être utilisée pour déterminer les K pour le Québec. Ce paramètre dépend de la granulométrie, du % en M.O., de la structure et de la perméabilité du sol considéré.

- Caractéristiques du drainage souterrain: Deux paramètres définissent le mouvement latéral de l'eau dans le sol et la fraction de l'eau souterraine vidangée.

Le premier paramètre représente le drainage souterrain et le second représente la partie de l'eau souterraine évacuée vers les canaux à chaque segment de temps durant la simulation.

B. PARAMÈTRES D'UTILISATION DU TERRITOIRE ET DES CARACTÉRISTIQUES DE LA SURFACE DU SOL

- Paramètres d'interception:

(PIT): Potentiel d'interception par la végétation. C'est l'efficacité d'un certain type de végétation à intercepter une partie de la précipitation. Des tables sont disponibles dans le manuel.

(PER): Densité du couvert végétal du type de végétation retenu, puisqu'on assume que les surfaces non recouvertes reçoivent directement la précipitation. Celle-ci est estimée selon les pratiques culturales de la région.

Le potentiel d'interception varie avec l'âge de la culture, donc avec la saison.

- n de Manning (N)*: Représente la mesure de la rugosité de la surface. La rugosité retarde l'écoulement et diminue sa vitesse. Ce paramètre est utilisé dans l'équation d'écoulement. Plusieurs sources comme les manuels d'hydraulique nous fournissent ces coefficients en rapport avec l'état du sol.

- Érosivité relative (c): Ce paramètre évalue la proportion du sol qui pourrait être érodé en fonction de l'utilisation du sol ou d'un type particulier de culture. Dépend énormément du stade de croissance de la culture. Disponible chez certains auteurs spécialisés dans ce domaine grâce à de nombreuses expérimentations.

- Descripteurs de la capacité d'emmagasinement de la surface du sol

(HU): Épaisseur de la rugosité (irrégularités du sol), soit la mesure de l'amplitude des microdépressions dans le sol.

(RC): Coefficient de rugosité, c'est un facteur qui représente la fréquence et la sévérité de la rugosité.

Ces deux descripteurs donnent la quantité d'eau qui pourra être retenue à la surface du sol. Ils peuvent être mesurables sur le terrain ou simplement estimés dans des tables de référence du manuel.

DÉTERMINATION DU n DE MANNING*
(selon Chow et développé par Cowan)

$$n = (n_0 + n_1 + n_2 + n_3 + n_4) \bullet m_5$$

n_0: Coefficient de base;
n_1: Type de matériel (granulométrie);
n_2: Densité de la variation morphométrique des carreaux;
n_3: Densité des obstacles;
n_4: Densité de la végétation;
m_5: Degré de sinuosité.

C. INFORMATION INDIVIDUELLE POUR CHAQUE ÉLÉMENT

Le principe de cueillette de cette information réside dans le discrétisation, en surfaces homogènes, du bassin versant. Un quadrillage est donc appliqué sur les cartes topographiques utilisées. Il suffit d'extraire, pour chaque carreau, l'information pertinente. Cette opération ne peut être que manuellement réalisée et peut s'avérer longue et coûteuse.

Cette partie de l'information peut être directement lue sur la carte (altitude, sol, culture), mais quelques éléments, comme l'intensité et la

direction de la pente, doivent être évalués selon la topographie par exemple.

L'information requise porte sur la position du carreau analysé, puis sur l'intensité et la direction de la pente, ensuite, la catégorie de canal (s'il y a lieu) est mentionnée. Viennent également des renseignements sur le type de sol, le type de culture, le pluviographe utilisé, la présence de drainage souterrain, la pente du canal (s'il y a lieu), la présence et le style de pratique de gestion, enfin l'altitude moyenne (optionnel). La procédure d'élaboration de ce fichier est montrée dans le manuel de l'utilisateur.

ANNEXE 9

ASPECTS QUALITATIFS DES SÉDIMENTS

Nous parlerons sommairement dans les prochaines lignes de la qualité des sédiments qui contiennent fréquemment des pesticides, des nutriments, de la M.O., etc. Plus particulièrement, nous axerons l'exposé sur les éléments nutritifs mis en circulation qui interviennent sur le taux de croissance du phytoplancton, du périphiton et des macrophytes dans les lacs ou les rivières.

Lorsqu'il y a croissance démesurée de la végétation (production primaire) dans les plans d'eau, on assiste au phénomène de l'eutrophisation, le milieu devenant de plus en plus riche en organismes vivants (peu diversifiés cependant) et en M.O. La mort des organismes, leur dépôt puis leur décomposition entraîne une carence en oxygène dissout (relié à la D.B.O.) à cause de l'activité biologique des organismes qui décomposent la M.O. (les saprotrophes). On assiste alors à l'asphyxie du milieu aqueux considéré.

Les deux éléments principalement responsables de l'eutrophisation sont le phosphore et l'azote biodisponibles. Cependant, pour les rivières et les lacs, le phosphore est l'élément, en milieu non contaminé, qui vient à manquer en premier et qui limite la croissance de la production primaire. C'est celui-ci qui règle le taux de croissance de la production primaire.

L'eau serait l'agent qui introduit les nutriments dans les rivières et les lacs, soit par transport en solution et en suspension. Le phosphore en solution est inorganique (PO_4^- surtout) et provient des eaux de ruissellement, de résurgence et de percolation. Il faut souligner que la dissolution n'est pas reliée aux propriétés de l'écoulement; diminuer simplement l'érosion n'affecterait pas les apports (Holeman, 1969). Bien entendu, la façon dont les engrais sont incorporés aux sols reste importante, car plus la machinerie enfouie les engrais, moins ils deviennent disponibles rapidement, surtout si l'épandage se fait à bonne distance du milieu récepteur (Task Committee, 1977).

Fait intéressant à souligner, contrairement à l'azote, le phosphore tend rapidement à se fixer sur l'argile et les colloides, empêchant ainsi sa mise en solution (Task Committee, 1977); seule une faible fraction ($< 5\ \%$) parvient au milieu aqueux.

Comme mentionné plus haut, les argiles et la M.O. constituent les débris les plus aisément transportables vers les rivières (à l'exutoire du bassin). Leur arrivée dans un milieu lentique provoque leur dépôt. Justement, c'est dans les milieux calmes et peu profonds que les macrophytes poussent le mieux (notes de cours de potamologie, 1983). De plus, un relarguage des éléments nutritifs demeure possible dans les jours suivant le dépôt ou pendant que les particules se déplacent entre deux eaux, permettant l'alimentation des algues.

Les pratiques culturales interviennent alors énormément dans l'eutrophisation des rivières (Task Committee, 1977). La conservation des sols implique une diminution des sédiments exportés. En essayant de mieux gérer l'épandage des engrais et des pesticides, on arrive à une moindre quantité d'éléments dissouts exportés. Une gestion intégrée de l'épandage, des pratiques agricoles et de la conservation des sols permet d'éliminer la pollution en rivière ou du moins de la restreindre.

ANNEXE 10

DONNÉES SUR LE BASSIN DE LA RIVIÈRE DU MOULIN

```
  FICHIER DE DONNEES POUR LA R. DUMOULIN
 METRIC                                                    PRINT
 RAINFALL          1 PLUVIOGRAPHE      21/07/83
 PLUVIO. #       R1
0       0.       0.00
0     135.       0.00
0     150.       3.20
0     195.       1.10
0     225.       2.80
0     255.      20.40
0     315.       0.00
0     375.       0.80
0     405.       1.20
0     555.       0.00
0     615.       1.20
0     735.       0.40
0     855.       1.00
1    1175.       0.00
  SOIL CARACTERISTIQUES DES SOLS
 NOMBRE DE SOLS      9
 S 1, TP =.43, FP =.49, FC = 10.0, A = 10.4, P =.53, DF =  30., ASM =1.0, K =.02

 S 2, TP =.49, FP =.74, FC = 10.0, A = 10.4, P =.63, DF =  50., ASM =1.0, K =.02

 S 3, TP =.48, FP =.70, FC = 10.0, A = 10.4, P =.60, DF =  50., ASM =1.0, K =.02

 S 4, TP =.48, FP =.70, FC = 10.0, A = 10.4, P =.60, DF =  50., ASM =1.0, K =.02

 S 5, TP =.49, FP =.74, FC = 7.50, A = 10.4, P =.63, DF =  50., ASM =1.0, K =.02

 S 6, TP =.49, FP =.74, FC =  6.5, A =  2.7, P =.63, DF =  50., ASM =1.0, K =.03

 S 7, TP =.51, FP =1.0, FC =  6.5, A =  1.3, P =.70, DF =  50., ASM =1.0, K =.04

 S 8, TP =.51, FP =1.0, FC =  6.5, A =  1.3, P =.70, DF =  50., ASM =1.0, K =.04

 S 9, TP =.52, FP =.80, FC =  6.5, A =  1.3, P =.72, DF =  50., ASM =1.0, K =.04

 COEFFICIENT DE DRAINAGE                 7.0 MM/24 HR
 FRACTION RELACHEE                .0047
  SURFACE CARACTERISTIQUE DE LA SURFACE
 NOMBRE D'UTILISATIONS          14
 C 1, CROP=CEREALES, PIT=.70, PER=.80, RC=.45, HU= 80., N=.280, C=.17
 C 2, CROP= FRAISES, PIT=.60, PER=.45, RC=.40, HU= 60., N=.270, C=.33
 C 3, CROP=CAROTTES, PIT=.50, PER=.35, RC=.45, HU= 80., N=.280, C=.35
 C 4, CROP=    MAIS, PIT=.80, PER=.65, RC=.55, HU=100., N=.270, C=.33
 C 5, CROP=  TREFLE, PIT=.75, PER=.90, RC=.47, HU= 80., N=.300, C=.17
 C 6, CROP=  NAVETS, PIT=.60, PER=.45, RC=.45, HU= 80., N=.280, C=.35
 C 7, CROP= PATATES, PIT=.70, PER=.45, RC=.45, HU= 80., N=.280, C=.35
 C 8, CROP=SARRAZIN, PIT=.70, PER=.80, RC=.45, HU= 80., N=.280, C=.17
 C 9, CROP= BLEUETS, PIT=.80, PER=.45, RC=.40, HU= 60., N=.300, C=.33
 C10, CROP=  AVOINE, PIT=.75, PER=.80, RC=.46, HU= 80., N=.300, C=.17
 C11, CROP=PRAI.LAB, PIT=.30, PER=.35, RC=.50, HU= 95., N=.290, C=.04
 C12, CROP= PRAIRIE, PIT=.40, PER=1.0, RC=.40, HU= 60., N=.290, C=.04
 C13, CROP=  FRICHE, PIT=.30, PER=.35, RC=.45, HU= 75., N=.290, C=.50
 C14, CROP=   FORET, PIT=1.8, PER=1.0, RC=.55, HU=100., N=.320, C=.01
  CHANNEL DESCRIPTION DES CANEAUX
 NOMBRE DE SORTE DE CANEAUX     3
 CHANNEL 1 WIDTH =2.12 M , ROUGHNESS COEFF.(N) =  .055
 CHANNEL 2 WIDTH =1.83 M , ROUGHNESS COEFF.(N) =  .060
 CHANNEL 3 WIDTH =1.52 M , ROUGHNESS COEFF.(N) =  .070
 EOI ENCOUNTERED.
```

```
  FICHIER DE DONNEES POUR LA R. DUMOULIN
METRIC                                                    PRINT
RAINFALL          1 PLUVIOGRAPHE            25/08/82
PLUVIO. #      RI
0       0.      0.00
0      60.      1.60
0     120.      3.20
0     150.      4.40
0     180.     14.80
0     240.      6.60
0     270.      8.00
0     300.      0.00
1    1000.      0.00
  SOIL CARACTERISTIQUES DES SOLS
NOMBRE DE SOLS      9
S 1, TP =.43, FP =.49, FC = 6.30, A = 18.7, P =.53, DF =  50., ASM =.87, K =.10

S 2, TP =.49, FP =.74, FC = 6.30, A = 18.7, P =.63, DF = 170., ASM =.88, K =.13

S 3, TP =.48, FP =.70, FC = 6.30, A = 18.7, P =.60, DF = 170., ASM =.88, K =.13

S 4, TP =.48, FP =.70, FC = 6.30, A = 18.7, P =.60, DF = 170., ASM =.88, K =.13

S 5, TP =.49, FP =.74, FC = 6.30, A = 18.7, P =.63, DF = 170., ASM =.88, K =.13

S 6, TP =.49, FP =.74, FC =  2.5, A =  7.2, P =.63, DF = 170., ASM =.87, K =.22

S 7, TP =.51, FP =.87, FC =  1.7, A =  5.2, P =.70, DF = 180., ASM =.87, K =.29

S 8, TP =.51, FP =.86, FC =  1.7, A =  5.2, P =.70, DF = 180., ASM =.86, K =.29

S 9, TP =.52, FP =.80, FC =  1.7, A =  5.2, P =.72, DF = 180., ASM =.84, K =.29

COEFFICIENT DE DRAINAGE                  7.0 MM/24 HR
FRACTION RELACHEE                .0045
  SURFACE CARACTERISTIQUE DE LA SURFACE
NOMBRE D°UTILISATIONS          14
C 1, CROP=CEREALES, PIT=.70, PER=.80, RC=.45, HU= 80., N=.127, C=.17
C 2, CROP= FRAISES, PIT=.60, PER=.45, RC=.40, HU= 60., N=.115, C=.33
C 3, CROP=CAROTTES, PIT=.50, PER=.35, RC=.45, HU= 80., N=.138, C=.35
C 4, CROP=    MAIS, PIT=.80, PER=.65, RC=.55, HU=100., N=.115, C=.33
C 5, CROP=  TREFLE, PIT=.75, PER=.90, RC=.47, HU= 80., N=.150, C=.33
C 6, CROP=  NAVETS, PIT=1.0, PER=.45, RC=.45, HU= 80., N=.127, C=.35
C 7, CROP= PATATES, PIT=1.0, PER=.45, RC=.45, HU= 80., N=.127, C=.35
C 8, CROP=SARRAZIN, PIT=.70, PER=.80, RC=.45, HU= 80., N=.127, C=.17
C 9, CROP= BLEUETS, PIT=.80, PER=.45, RC=.40, HU= 52., N=.150, C=.33
C10, CROP=  AVOINE, PIT=.75, PER=.80, RC=.45, HU= 80., N=.127, C=.17
C11, CROP=PRAI.LAB, PIT=.30, PER=.35, RC=.50, HU= 95., N=.138, C=.04
C12, CROP= PRAIRIE, PIT=.40, PER=1.0, RC=.40, HU= 60., N=.150, C=.04
C13, CROP=  FRICHE, PIT=.30, PER=.35, RC=.45, HU= 75., N=.140, C=1.0
C14, CROP=   FORET, PIT=1.8, PER=1.0, RC=.55, HU=100., N=.200, C=.01
  CHANNEL DESCRIPTION DES CANEAUX
NOMBRE DE SORTE DE CANEAUX     3
CHANNEL 1 WIDTH =2.12 M , ROUGHNESS COEFF.(N) =  .030
CHANNEL 2 WIDTH =1.83 M , ROUGHNESS COEFF.(N) =  .035
CHANNEL 3 WIDTH =1.52 M , ROUGHNESS COEFF.(N) =  .050
EOI ENCOUNTERED.
```

```
  FICHIER DE DONNEES POUR LA R. DUMOULIN
 METRIC                                                    PRINT
 RAINFALL          1 PLUVIOGRAPHE              20/06/84
 PLUVIO. #      Ri
0       0.      0.00
0     130.      0.20
0     175.      1.10
0     260.      1.20
0     305.      0.00
0     370.      1.30
0     435.      2.20
0     457.      8.00
0     479.     26.50
0     500.      8.00
0     599.      8.90
0     631.      3.30
0     696.      0.20
0     957.      0.00
0    1000.      0.40
1    1175.      0.00
  SOIL CARACTERISTIQUES DES SOLS
 NOMBRE DE SOLS      9
 S 1, TP =.43, FP =.49, FC = 10.0, A = 10.4, P =.53, DF =  40., ASM =.84, K =.02

 S 2, TP =.49, FP =.74, FC = 10.0, A = 10.4, P =.63, DF =  80., ASM =.88, K =.02

 S 3, TP =.48, FP =.70, FC = 10.0, A = 10.4, P =.60, DF =  80., ASM =.88, K =.02

 S 4, TP =.48, FP =.70, FC = 10.0, A = 10.4, P =.60, DF =  80., ASM =.88, K =.02

 S 5, TP =.49, FP =.74, FC = 10.0, A = 10.4, P =.63, DF =  80., ASM =.88, K =.02

 S 6, TP =.49, FP =.74, FC =  7.5, A =  2.7, P =.63, DF =  80., ASM =.87, K =.03

 S 7, TP =.51, FP =.84, FC =  6.5, A =  1.3, P =.70, DF =  80., ASM =.84, K =.04

 S 8, TP =.51, FP =.84, FC =  6.5, A =  1.3, P =.70, DF =  80., ASM =.84, K =.04

 S 9, TP =.52, FP =.80, FC =  6.5, A =  1.3, P =.72, DF =  80., ASM =.84, K =.04

 COEFFICIENT DE DRAINAGE                7.0 MM/24 HR
 FRACTION RELACHEE              .0049
  SURFACE CARACTERISTIQUE DE LA SURFACE
 NOMBRE D'UTILISATIONS         14
 C 1, CROP=CEREALES, PIT=.70, PER=.80, RC=.45, HU= 80., N=.280, C=.17
 C 2, CROP= FRAISES, PIT=.60, PER=.45, RC=.40, HU= 60., N=.270, C=.33
 C 3, CROP=CAROTTES, PIT=.50, PER=.35, RC=.45, HU= 80., N=.290, C=.35
 C 4, CROP=    MAIS, PIT=.80, PER=.65, RC=.55, HU=100., N=.270, C=.33
 C 5, CROP=  TREFLE, PIT=.75, PER=.90, RC=.47, HU= 80., N=.300, C=.17
 C 6, CROP=  NAVETS, PIT=.60, PER=.45, RC=.45, HU= 80., N=.280, C=.35
 C 7, CROP= PATATES, PIT=.70, PER=.45, RC=.45, HU= 80., N=.280, C=.35
 C 8, CROP=SARRAZIN, PIT=.70, PER=.80, RC=.45, HU= 80., N=.280, C=.17
 C 9, CROP= BLEUETS, PIT=.80, PER=.45, RC=.40, HU= 60., N=.300, C=.33
 C10, CROP=  AVOINE, PIT=.75, PER=.80, RC=.45, HU= 80., N=.280, C=.17
 C11, CROP=PRA1.LAB, PIT=.30, PER=.35, RC=.50, HU= 95., N=.290, C=.04
 C12, CROP= PRAIRIE, PIT=.40, PER=1.0, RC=.40, HU= 60., N=.300, C=.04
 C13, CROP=  FRICHE, PIT=.30, PER=.35, RC=.45, HU= 75., N=.290, C=.75
 C14, CROP=   FORET, PIT=1.8, PER=1.0, RC=.55, HU=100., N=.320, C=.01
  CHANNEL DESCRIPTION DES CANEAUX
 NOMBRE DE SORTE DE CANEAUX     3
 CHANNEL 1 WIDTH =2.12 M , ROUGHNESS COEFF.(N) =  .045
 CHANNEL 2 WIDTH =1.83 M , ROUGHNESS COEFF.(N) =  .050
 CHANNEL 3 WIDTH =1.52 M , ROUGHNESS COEFF.(N) =  .065
 EOI ENCOUNTERED.
```

ELEMENT SPECIFICATIONS BASSIN DE LA RIVIERE DU MOULIN

100.0 M CARRES

OUTFLOW FROM ROW 31 COLUMN 4

3	11	50	305	2	14	R1			104.4
3	12	15	235	2	14	R1			103.5
3	14	15	300	7	14	R1			102.5
3	15	13	240	2	14	R1			101.5
3	16	40	190	2	1	R1			101.9
4	11	40	330	2	14	R1			104.2
4	12	12	250	2	14	R1			101.8
4	13	8	280	5	14	R1			102.0
4	14	8	280	7	14	R1			102.2
4	15	6	245	7	14	R1			101.9
4	16	50	195	2	14	R1			102.0
4	17	40	210	2	1	R1			106.0
4	19	33	271	1	14	R1			112.0
4	20	30	210	1	14	R1			114.0
4	21	30	190	1	14	R1			115.0
5	11	20	310	2	1	R1			104.0
5	12	15	260	2	14	R1			102.0
5	13	6	260	5	14	R1			102.0
5	14	5	265	7	14	R1			101.6
5	15	6	240	7	14	R1			101.8
5	16	40	195	2	14	R1			101.9
5	17	30	185	2	1	R1			106.0
5	18	30	195	1	1	R1			109.2
5	19	20	190	1	14	R1			112.1
5	20	20	190	1	14	R1			113.2
5	21	30	200	1	14	R1			115.0
6	11	15	355	2	12	R1			101.8
6	12	6	265	3	2	12	R1	4	101.5
6	13	5	230	6	14	R1			101.3
6	14	4	235	6	14	R1			101.5
6	15	4	238	7	14	R1			101.7
6	16	65	220	2	14	R1			101.9
6	17	27	215	1	6	R1			106.0
6	18	20	215	2	1	6	R1	5	108.5
6	19	30	205	1	14	R1			110.0
6	20	13	185	1	14	R1			113.0
6	21	30	180	1	14	R1			113.8
7	11	10	0	2	5	R1			102.0
7	12	4	270	3	2	14	R1	4	101.3
7	13	4	270	6	14	R1			101.2
7	14	4	270	6	14	R1			101.5
7	15	4	265	7	14	R1			101.7
7	16	40	210	2	12	R1			101.9
7	17	20	230	3	2	12	R1	5	106.0
7	18	20	180	2	1	12	R1	8	108.1
7	19	23	205	1	14	R1			110.0
7	20	16	190	1	14	R1			112.4
7	21	30	185	1	14	R1			113.9
8	7	18	355	3	12	R1			104.1
8	8	38	357	3	12	R1			103.9
8	9	6	265	3	6	12	R1	6	100.0
8	10	9	185	2	14	R1			100.3
8	12	3	5	3	2	14	R1	3	101.1
8	13	3	5	3	6	14	R1	3	101.0
8	14	3	5	3	6	14	R1	3	100.9
8	15	5	5	3	7	14	R1	3	100.8
8	16	40	190	3	2	14	R1	5	100.7
8	17	20	260	3	6	12	R1	10	106.0
8	18	18	275	2	1	12	R1	9	108.0
8	19	20	205	1	14	R1			110.0
8	20	17	205	1	14	R1			112.1

8	21	22	220		1	14	R1			114.0
9	7	10	355		3	12	R1			105.0
9	8	40	350		3	12	R1			103.9
9	9	5	265	3	6	14	R1		5	100.0
9	10	8	225		2	14	R1			100.3
9	11	6	225		2	14	R1			100.6
9	12	3	215		6	14	R1			100.7
9	13	3	275		6	14	R1			100.6
9	14	3	285		6	14	R1			100.5
9	15	3	250	2	7	14	R1		3	100.4
9	16	40	195	2	2	14	R1		35	100.5
9	17	25	165	2	6	12	R1		20	106.0
9	18	10	195	2	1	12	R1		8	108.0
9	19	20	190		1	14	R1			108.8
9	20	20	185		1	14	R1			111.8
9	21	12	180		1	14	R1			113.5
10	7	10	350		3	12	R1			105.0
10	8	23	355	3	3	12	R1		15	104.0
10	9	10	255	3	6	14	R1		10	99.9
10	10	5	225		2	14	R1			100.0
10	11	3	225		6	14	R1			100.3
10	12	3	245		6	14	R1			100.5
10	13	3	258		6	14	R1			100.4
10	14	3	230	2	6	14	R1		4	100.3
10	15	4	225	2	7	14	R1		4	100.4
10	16	40	180		2	14	R1			101.0
10	17	20	135		6	14	R1			106.8
10	18	15	105		6	14	R1			107.8
10	19	20	175		1	14	R1			108.7
10	20	20	170		1	14	R1			111.2
10	21	15	175		1	14	R1			113.8
11	7	25	350		3	3	R1			104.8
11	8	40	355		3	3	R1			102.3
11	9	6	220	3	3	14	R1		6	99.5
11	10	5	195		2	14	R1			99.5
11	11	4	185		2	14	R1			100.0
11	12	4	210		6	14	R1			100.3
11	13	4	235	2	6	14	R1		5	100.2
11	14	4	225	2	9	14	R1		5	100.1
11	15	15	170		9	14	R1			100.3
11	16	40	175		2	14	R1			101.6
11	17	10	175		2	14	R1			107.5
11	18	10	155		6	14	R1			108.5
11	19	25	165		1	14	R1			109.0
11	20	20	180		1	14	R1			111.8
11	21	10	190		1	14	R1			113.8
12	7	27	345		3	3	R1			104.3
12	8	40	305	3	6	3	R1		5	102.0
12	9	5	190		6	14	R1			99.6
12	10	5	190		2	14	R1			99.7
12	11	4	200		2	14	R1			99.8
12	12	4	255	2	6	14	R1		4	100.2
12	13	4	225	2	6	14	R1		4	100.1
12	14	5	165		9	14	R1			100.2
12	15	10	170		9	14	R1			101.0
12	16	43	170		2	14	R1			102.0
12	17	25	190		2	14	R1			106.3
12	18	10	145		6	14	R1			109.0
12	19	17	140		1	14	R1			109.9
12	20	17	190		1	14	R1			111.9
12	21	12	205		1	14	R1			113.6
12	22	8	190		1	14	R1			114.3
13	5	5	315		3	3	R1			101.8
13	6	40	250	3	3	3	R1		13	103.8
13	7	30	355		3	3	R1			103.6
13	8	45	290	3	3	3	R1		5	102.2

13	9	4	180	3	6	14	R1		4	99.5
13	10	4	180	3	2	14	R1		4	99.6
13	11	4	180	3	2	14	R1		4	99.8
13	12	4	240	2	9	14	R1		4	100.1
13	13	5	205		9	14	R1			99.8
13	14	5	180		9	14	R1			100.5
13	15	7	160		2	14	R1			101.2
13	16	30	160		2	14	R1			102.3
13	17	40	160		2	14	R1			105.5
13	18	8	170		6	14	R1			109.5
13	19	7	190		1	14	R1			110.4
13	20	7	190		1	14	R1			111.1
13	21	15	185		1	14	R1			112.2
13	22	7	190		1	14	R1			114.2
14	5	17	270		3	3	R1			100.9
14	6	35	260	3	3	3	R1		18	101.8
14	7	33	240		3	3	R1			104.2
14	8	40	290	3	3	3	R1		5	102.7
14	9	5	230		6	14	R1			99.2
14	10	5	225		6	14	R1			99.3
14	11	6	330	2	6	14	R1		5	99.5
14	12	6	230	2	9	14	R1		5	99.5
14	13	6	200		9	14	R1			99.7
14	14	13	190		9	14	R1			100.3
14	15	35	165		2	14	R1			111.4
14	16	38	165		2	14	R1			113.3
14	17	16	190		2	14	R1			106.0
14	18	7	220		6	14	R1			110.2
14	19	9	215		6	14	R1			110.8
14	20	9	205		1	14	R1			111.2
14	21	15	200		1	14	R1			112.0
14	22	7	215		1	14	R1			113.9
15	5	10	0	3	3	13	R1		5	100.2
15	6	10	325	3	3	13	R1		5	99.9
15	7	45	280	3	3	13	R1		5	101.9
15	8	25	320	3	3	14	R1		5	102.2
15	9	5	235		6	14	R1			98.5
15	10	5	285		6	14	R1			98.7
15	11	6	235	2	6	14	R1		5	98.9
15	12	6	180	3	9	13	R1		5	99.1
15	13	6	180		9	13	R1			99.5
15	14	15	180		2	14	R1			100.1
15	15	45	175		2	14	R1			101.5
15	16	30	165		2	14	R1			104.9
15	17	7	185		2	14	R1			108.3
15	18	7	185		6	14	R1			109.5
15	19	7	175		6	14	R1			110.0
15	20	7	175		6	14	R1			111.0
15	21	7	185		1	14	R1			111.7
15	22	6	225		1	14	R1			113.2
16	07	2	335	3	3	3	R1	TILE	3	99.8
16	8	22	350	3	6	2	R1	TILE	20	101.2
16	9	5	250	3	6	14	R1	TILE	5	98.1
16	10	5	235	2	6	13	R1	TILE	5	98.1
16	11	5	180	3	7	13	R1	TILE	5	98.1
16	12	5	90	3	9	13	R1	TILE	5	98.8
16	13	5	180	3	9	13	R1	TILE	5	99.3
16	14	17	180		2	14	R1			100.0
16	15	50	180		2	14	R1			101.5
16	16	33	170		2	14	R1			105.3
16	17	9	180		2	14	R1			108.3
16	18	7	175		6	14	R1			109.1
16	19	7	180		6	14	R1			110.0
16	20	7	190		6	14	R1			111.0
16	21	6	215		1	14	R1			112.0
16	22	5	200		1	14	R1			112.7

17	8	10	0	3	6	1	R1	TILE	8	99.2
17	9	7	285	3	6	2	R1	TILE	7	97.7
17	10	20	245	2	7	12	R1	TILE	10	98.0
17	11	7	180	3	7	11	R1	TILE	7	98.0
17	12	7	180		7	11	R1	TILE		98.9
17	13	8	180		7	14	R1	TILE		99.5
17	14	11	180		2	14	R1	TILE		100.2
17	15	42	175		2	14	R1			101.6
17	16	21	175		2	14	R1			106.1
17	17	15	170		6	14	R1			108.3
17	18	13	180		6	14	R1			109.3
17	19	10	185		6	14	R1			110.0
17	20	10	180		6	14	R1			111.0
17	21	7	220		1	14	R1			111.7
17	22	5	179		1	14	R1			112.0
18	7	10	270		3	8	R1			98.3
18	8	12	340		6	8	R1			98.3
18	9	12	280	1	7	12	R1		5	97.3
18	10	40	185	1	7	11	R1		5	96.4
18	11	8	190		7	11	R1			98.0
18	12	7	185		9	14	R1			98.5
18	13	9	190		9	14	R1			99.5
18	14	30	185		2	14	R1			100.3
18	15	25	180		2	14	R1			102.0
18	16	23	185		6	14	R1			106.4
18	17	12	170		6	14	R1			108.3
18	18	6	135		6	14	R1			109.2
18	19	5	179		6	14	R1			110.2
18	20	5	179		6	14	R1			110.8
18	21	5	165		6	14	R1			111.3
19	6	5	345		3	14	R1			97.6
19	7	6	330		3	8	R1			97.8
19	8	7	315		6	11	R1			97.9
19	9	8	280	1	7	11	R1			97.0
19	10	20	185		7	11	R1			96.2
19	11	9	190		7	14	R1			98.1
19	12	7	185		9	14	R1			98.8
19	13	8	185		9	14	R1			99.4
19	14	22	185		2	14	R1			100.0
19	15	29	180		2	14	R1			104.0
19	16	30	180		6	14	R1			106.3
19	17	30	179		1	14	R1			110.0
19	18	20	91		1	14	R1			112.0
20	2	25	340		6	3	R1			100.9
20	3	20	350		6	3	R1			98.7
20	4	10	345		3	3	R1			97.7
20	5	5	320		3	14	R1			97.6
20	6	5	355	3	3	14	R1		4	97.3
20	7	5	330	3	3	11	R1		4	97.3
20	8	6	300	3	3	11	R1		4	97.1
20	9	5	275	1	2	12	R1		5	96.7
20	10	17	190	3	7	12	R1		17	96.4
20	11	7	210		2	14	R1			98.0
20	12	6	179		6	14	R1			98.6
20	13	15	179		9	14	R1			99.0
20	14	25	180		9	14	R1			99.7
20	15	50	179		6	14	R1			102.0
20	16	15	180		1	14	R1			107.0
21	1	35	0		4	7	R1			103.0
21	2	25	15		4	7	R1			102.2
21	3	18	15	3	6	7	R1		19	100.2
21	4	12	350	3	3	13	R1		7	97.7
21	5	6	10	3	3	14	R1		6	97.8
21	6	5	50	3	3	14	R1		5	97.3
21	7	5	355		3	14	R1			96.8
21	8	5	355	3	3	11	R1	TILE	5	96.4

21	9	7	270	1	7	1	R1	TILE	9		96.2
21	10	19	185	3	2	1	R1	TILE	5		96.2
21	11	7	170	3	2	14	R1	TILE	5		97.9
22	2	13	35		4	14	R1				102.9
22	3	33	0		5	14	R1				101.3
22	4	7	30	3	3	13	R1		4		100.9
22	5	22	350		3	14	R1				98.2
22	6	7	315	3	8	14	R1		6		96.7
22	7	5	345		3	14	R1				96.4
22	8	7	315		3	14	R1	TILE			96.3
22	9	15	265	1	7	2	R1	TILE	5		96.1
22	10	25	190		2	1	R1	TILE			96.1
23	3	26	10		5	7	R1				102.1
23	4	19	20		3	7	R1				99.5
23	5	22	30		3	7	R1				97.7
23	6	5	0	3	8	7	R1		5		96.2
23	7	5	280	3	3	14	R1	TILE	5		96.0
23	8	16	350		6	2	R1	TILE			96.1
23	9	15	270	1	7	2	R1	TILE	4		95.0
23	10	26	195		7	2	R1	TILE			95.4
24	3	35	320		5	12	R1				102.6
24	4	9	325		3	12	R1				99.6
24	5	13	20		3	12	R1				98.3
24	6	20	10		8	14	R1				96.2
24	7	12	0	3	3	12	R1	TILE	10		96.2
24	8	10	0	3	6	12	R1	TILE	10		95.9
24	9	3	275	1	7	12	R1	TILE	4		94.6
24	10	19	185	3	7	12	R1	TILE	17		94.9
25	3	43	270		5	12	R1				100.0
25	4	30	245		5	12	R1				98.7
25	5	17	320		5	12	R1				98.3
25	6	22	330	3	8	12	R1		8		97.9
25	7	10	360	3	3	12	R1		8		96.3
25	8	12	0	3	6	12	R1		10		95.8
25	9	5	250	1	6	12	R1		4		94.7
25	10	15	195		2	12	R1				94.8
26	3	28	280	3	3	2	R1		22		95.2
26	4	40	240		5	4	R1				96.0
26	5	23	220		5	4	R1				97.8
26	6	10	360	3	2	4	R1		7		96.5
26	7	6	40	3	6	13	R1		6		95.6
26	8	10	290		6	13	R1				95.2
26	9	5	240	1	2	14	R1		4		94.3
26	10	13	179		2	14	R1				94.8
27	3	30	285	3	3	7	R1		22		93.0
27	4	32	230		3	6	R1				92.6
27	5	27	260		5	6	R1				94.5
27	6	13	280		2	6	R1				95.8
27	7	8	310		6	6	R1				95.2
27	8	5	260	1	6	6	R1		5		94.6
27	9	8	210	1	2	14	R1		6		93.7
28	2	40	0		3	7	R1				90.2
28	3	40	250	3	3	2	R1		22		90.2
28	4	32	250		3	2	R1				90.3
28	5	20	260		3	2	R1				92.0
28	6	53	275	1	2	14	R1				93.2
28	7	50	260		2	14	R1				94.1
28	8	20	260	1	2	14	R1				94.0
28	9	7	145		2	14	R1				94.3
29	3	13	320	3	3	14	R1		10		87.7
29	4	22	260	3	3	14	R1		15		88.5
29	5	26	260	1	3	14	R1		14		90.1
29	6	26	190	1	2	14	R1		15		90.0
29	7	26	165	1	2	14	R1		12		90.0
29	8	31	179	1	2	14	R1		15		92.0
30	3	20	0		3	13	R1				88.2

30	4	15	295	3	3	13	R1	12	87.0
30	5	80	250	1	3	13	R1	18	88.0
30	6	48	220	3	2	2	R1	16	90.1
30	7	42	210	3	2	2	R1	19	92.0
31	3	5	0	3	3	12	R1	3	85.8
31	4	20	0	3	3	12	R1	3	86.0
31	5	29	250	1	3	12	R1	24	85.2
31	6	9 38	185	3	3	12	R1	27	85.9

EOI ENCOUNTERED.