

n° 164  
4 microfiches

Jean-Pierre  
DELHOUME

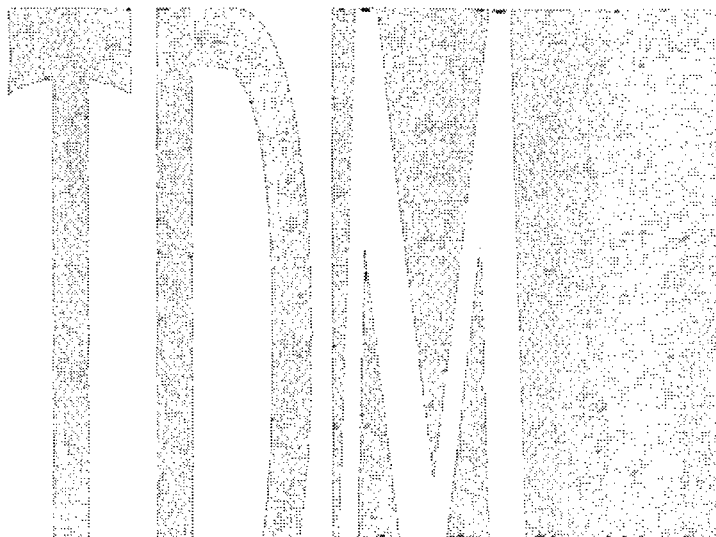
Thèses et documents microfichés

Fonctionnement hydro-pédologique  
d'une toposéquence de sols en milieu aride  
Réserve de la biosphère de Mapimi, Nord-Mexique

ORSTOM  
éditions

n° 164

4 microfiches



**Thèses et documents microfichés**



Orstom, l'Institut français de recherche scientifique  
pour le développement en coopération

La loi du 1<sup>er</sup> juillet 1992 (code de la propriété intellectuelle, première partie) n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article L. 122-5, d'une part, que les « copies ou reproductions strictement réservées à l'usage du copiste et non destinées à une utilisation collective » et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans le but d'exemple et d'illustration, « toute représentation ou reproduction intégrale ou partielle faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayants cause, est illicite » (alinéa 1<sup>er</sup> de l'article L. 122-4).

Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon passible des peines prévues au titre III de la loi précitée.

© ORSTOM éditions 1997, Paris

ISSN : 0767-922X

ISBN : 2-7099-1338-0



## AVANT PROPOS

Ce mémoire représente la synthèse de la partie "sol-eau" d'un programme de recherche pluridisciplinaire réalisé pendant huit années en milieu aride du nord du Mexique. Il s'inscrit dans le cadre d'une collaboration initiée en 1982 entre l'Institut d'Ecologie du Mexique et l'ORSTOM. A l'issue de ce travail, il m'est particulièrement agréable de mentionner et de remercier tous ceux qui ont contribué à la réalisation de cette oeuvre de longue haleine.

Le présent mémoire est avant tout celui d'une équipe où chacun a apporté ses compétences et sa motivation, ce qui a permis d'aborder des thèmes variés et nombreux qu'il n'aurait pas été possible de présenter ici sans l'effort et la persévérance de chacun. C'est grâce à la compétence technique, au sérieux et à l'efficacité de Jean ASSELINE, maître d'oeuvre des stations expérimentales et du minisimulateur de pluie, que la plus grande partie des résultats a pu être obtenue. Tous les *chavos* que j'ai eu le grand plaisir de "manager" pendant mes nombreuses années mexicaines ont apporté leur enthousiasme, leur désir de bien faire et ils n'ont jamais été avares de leur temps qu'ils auraient pu employer à d'autres occupations; qu'ils m'excusent de leur avoir imposé, parfois, une rigueur trop cartésienne : Martina MEDRANO ACOSTA, Juan Ernesto RANGEL ALVARADO, Gilles BESNARD, Jean Christophe DESCONNETS, Victor Manuel REYES GOMEZ, Francis HABERSTOCK, Joaquin RUIZ VALDEZ, Rosario RUIZ de ESPARZA, Mercédès SAENZ LOPEZ, Gerardo TARIN TORRES, David VIRAMONTES PEREIDA. Que chacun d'eux reçoive ici l'expression de mes remerciements et que tous se retrouvent dans le texte ci-dessous.

A mon retour en France, M. Alain DECARREAU a bien voulu m'accueillir dans son Laboratoire (URA 721 du CNRS) et ses remarques et conseils judicieux m'ont été très précieux tout au long de l'élaboration du présent document. Pour tout cela, je le remercie très sincèrement.

Mais cette thèse n'aurait sans doute jamais vu le jour sans la persuasion et les encouragements de Jacques DUCLOUX. Avec obstination, il a fini par me convaincre d'aller "jusqu'au bout", ce que son aide, sa disponibilité de tous les instants, ses conseils et ses critiques toujours pertinentes ont rendu possible. Maintenant que mon *pensum* est terminé, je le remercie très vivement. Qu'il reçoive ici l'expression de toute ma gratitude.

Mes divers responsables scientifiques successifs, MM. Bernard POUYAUD puis Michel RIEU (Chef de Département), Georges PEDRO puis Adrien HERBILLON (Président de la Commission Scientifique), Alain CASENAVE puis Christian VALENTIN (Chef d'Unité de Recherche), ont toujours soutenu ce programme



et l'ont appuyé. Ils m'ont aussi témoigné leur confiance en m'accordant tout le temps nécessaire pour la réflexion et la rédaction de cette synthèse. La présence de trois d'entre eux dans le jury de cette thèse souligne leur intérêt pour ce travail. J'exprime à chacun d'eux ma reconnaissance.

M. Georges VACHAUD, pour m'avoir intégré dans l'ATP-PIREN qu'il a dirigé m'a permis de bénéficier d'un environnement scientifique très enrichissant au contact d'autres équipes. Ses critiques constructives du manuscrit m'ont permis d'améliorer la qualité du mémoire. Je suis très heureux qu'il ait accepté de siéger à ce jury et je l'en remercie.

Ce travail doit aussi beaucoup à Henri BARRAL et à Antoine CORNET. Nos journées communes de terrain à Mapimi et nos discussions, parfois enflammées, m'ont toujours été bénéfiques et m'ont apporté une autre vision et une autre approche de la recherche scientifique.

Le Directeur Général de l'Institut d'Ecologie du Mexique, Gonzalo HALFFTER, puis Pedro REYES, se sont toujours intéressés à ce programme et ils m'ont apporté leur soutien et leur aide, et pour cela, je les remercie.

Au sein de l'Institut d'Ecologie, à Gomez-Palacio, puis à l'ORSTOM de Mexico, nombreux sont ceux qui ont facilité mon travail au Mexique et ont favorisé mon intégration : Alicia ALMENDARIS, Gustavo AGUIRRE, Arturo GAJON, Lucina HERNANDEZ, Marta LUNA, Irma MARTINEZ, Maria Eugenia MAURY. Par leur accueil toujours chaleureux, Agustina et Francisco HERRERA ainsi que CHUCA ont toujours rendu agréable mes séjours au Laboratoire du Désert de Mapimi. Que tous soient sincèrement remerciés.

A Poitiers, je remercie Michel GARAI, Marcelle GUYON et Denis PAQUET pour les analyses qu'ils ont effectuées, Sabine RIFFAUT pour les nombreux graphiques et dessins, Bernadette BRACONNIER et Monique ZIMMERMAN pour la réalisation matérielle du présent document.

Enfin, ce travail est aussi un hommage à Arlette, Marie-Pierre et Catherine : c'est la raison pour laquelle ce mémoire leur est dédié.

# SOMMAIRE

<b>INTRODUCTION GENERALE</b>	<b>11</b>
------------------------------	-----------

## **PREMIÈRE PARTIE : CARACTERISATION REGIONALE DU MILIEU**

### **CHAPITRE I : LE MILIEU D'ETUDE**

<b>1. INTRODUCTION</b>	<b>19</b>
<b>2. LA ZONE D'ETUDE : LA RESERVE DE LA BIOSPHERE DE MAPIMI</b>	<b>20</b>
<b>2.1. LE MILIEU PHYSIQUE</b>	<b>20</b>
<b>2.2. LE CADRE CLIMATIQUE</b>	<b>26</b>
<b>2.3. LE MILIEU BIOTIQUE</b>	<b>30</b>
<b>3. CONCLUSION</b>	<b>34</b>

## **DEUXIEME PARTIE : ANALYSE DE LA COUVERTURE PEDOLOGIQUE DANS SON CONTEXTE GEOMORPHOLOGIQUE**

<b>INTRODUCTION</b>	<b>37</b>
---------------------	-----------

### **CHAPITRE II : CARACTERISTIQUES GENERALES DE LA TOPOSEQUENCE**

<b>1. STRUCTURE</b>	<b>39</b>
<b>2. LES DIFFERENTES UNITES DE MILIEU</b>	<b>41</b>
<b>2.1. ZONE AMONT</b>	<b>41</b>
<b>2.2. ZONE DE VERSANT</b>	<b>43</b>
<b>2.3. ZONE AVAL</b>	<b>53</b>
<b>3. CONCLUSION</b>	<b>54</b>

### **CHAPITRE III : CARACTERISATION PEDOLOGIQUE DÉTAILLÉE DE LA ZONE MÉDIANE DU VERSANT**

<b>1. LES DIFFERENTS TYPES DE SOLS ET LEUR DISTRIBUTION SPATIALE</b>	<b>57</b>
<b>1.1. MATÉRIEL ET MÉTHODES</b>	<b>57</b>
<b>1.2. CARACTÉRISATION MORPHOLOGIQUE DES SOLS</b>	<b>59</b>
<b>1.3. CARACTÉRISATION TEXTURALE DES SOLS</b>	<b>62</b>
<b>1.4. DIFFÉRENCIATION PÉDOLOGIQUE ET CLASSIFICATION</b>	<b>64</b>

<b>2. CARACTERISATION MINERALOGIQUE ET CHIMIQUE</b>	<b>66</b>
2.1. MATÉRIEL ET MÉTHODES	66
2.2. RÉSULTATS	67
2.3. DISCUSSION	74
<b>3. CONCLUSION</b>	<b>77</b>

## **TROISIEME PARTIE : ETUDE EXPERIMENTALE DU CYCLE DE L'EAU**

<b>INTRODUCTION : DEMARCHE EXPERIMENTALE</b>	<b>81</b>
--	-----------

### **CHAPITRE IV : L'APPORT EN EAU AU SYSTEME**

<b>1. METHODOLOGIE</b>	<b>83</b>
1.1. STATIONS PLUVIOMÉTRIQUES	83
1.2. MATÉRIEL – CRITIQUE DES DONNÉES	84
1.3. CONCLUSION	85
<b>2. CARACTERISATION DE LA PLUVIOMETRIE A L'ECHELLE PONCTUELLE</b>	<b>85</b>
2.1. PLUVIOMÉTRIE À L'ÉCHELLE ANNUELLE	85
2.2. PLUVIOMÉTRIE À L'ÉCHELLE SAISONNIÈRE	90
2.3. PLUVIOMÉTRIE À L'ÉCHELLE MENSUELLE	95
2.4. CONCLUSION	99
<b>3. CARACTERISATION DE LA PLUVIOMETRIE A L'ECHELLE SPATIALE LOCALE</b>	<b>101</b>
3.1. PLUVIOMÉTRIE SPATIALE DES ANNÉES EXCÉDENTAIRES	101
3.2. PLUVIOMÉTRIE SPATIALE DES ANNÉES DÉFICITAIRES	106
3.3. CONCLUSION	108
<b>4. ALTERNANCES EPISODES PLUVIEUX – EPISODES SECS</b>	<b>112</b>
<b>5. CONCLUSION</b>	<b>114</b>

### **CHAPITRE V : LE DEVENIR DE L'EAU A L'INTERFACE SOL-ATMOSPHERE**

<b>1. INTRODUCTION : INFILTRATION ET RUISSELLEMENT</b>	<b>115</b>
<b>2. METHODE : SIMULATION DE PLUIE</b>	<b>116</b>
2.1. PRINCIPE	116
2.2. PROTOCOLE DE SIMULATION	117
<b>3. MATERIEL</b>	<b>119</b>
3.1. CARACTÉRISTIQUES DES PARCELLES DE SIMULATION DE PLUIE	120
3.2. LIMITES DE LA MÉTHODE	124

<b>4. RESULTATS – INTERPRETATIONS</b>	<b>126</b>
4.1. THÉORIE	126
4.2. PLUIE D'IMBIBITION	129
4.3. INSTALLATION DU RÉGIME D'ÉCOULEMENT PERMANENT	131
4.4. RÉGIME D'ÉCOULEMENT PERMANENT	135
4.5. BILAN GLOBAL : LAME RUISSELÉE, LAME INFILTRÉE	139
5. CONCLUSION	142

## **CHAPITRE VI : LES TRANSFERTS HYDRIQUES SUPERFICIELS LE LONG DU VERSANT**

<b>1. INTRODUCTION</b>	<b>145</b>
<b>2. METHODOLOGIE</b>	<b>147</b>
2.1. PRINCIPE	147
2.2. CARACTÉRISTIQUES DES STATIONS DE MESURE DU RUISSELLEMENT	147
<b>3. RUISSELLEMENT AU NIVEAU DES UNITES ELEMENTAIRES</b>	<b>155</b>
3.1. RELATION HAUTEUR DE PLUIE – RUISSELLEMENT	158
3.2. RELATION INTENSITÉ PLUVIOMÉTRIQUE – RUISSELLEMENT	159
3.3. RELATION AGRESSIVITÉ DE LA PLUIE – RUISSELLEMENT	163
3.4. COMPARAISON DU RUISSELLEMENT ENTRE LES PARCELLES	164
3.5. INTERPRÉTATIONS	164
<b>4. TRANSFERT D'ECHELLES</b>	<b>166</b>
<b>5. RUISSELLEMENT AU NIVEAU DU BASSIN VERSANT</b>	<b>169</b>
<b>6. BILAN DES TRANSFERTS HYDRIQUES AU NIVEAU DU BASSIN VERSANT</b>	<b>174</b>
<b>7. CONCLUSION</b>	<b>175</b>

## **CHAPITRE VII : L'EAU DANS LE SOL**

<b>1. INTRODUCTION : PROBLEMATIQUE</b>	<b>177</b>
1.1. DÉMARCHE	177
1.2. LIMITES DE L'ÉTUDE	178
1.3. LE SOL, MILIEU D'ACCUEIL COMPLEXE	179
1.4. CONCLUSION	180
<b>2. LA MESURE DE LA TENEUR EN EAU DU SOL : METHODE</b>	<b>180</b>
2.1. MÉTHODE DIRECTE PAR GRAVIMÉTRIE	181
2.2. MÉTHODE INDIRECTE PAR HUMIDITÉ NEUTRONIQUE	181
2.3. CALCUL DU STOCK HYDRIQUE	191
2.4. CONCLUSION	192
<b>3. PARAMETRES D'ETAT ET DE FONCTIONNEMENT DU MILIEU EDAPHIQUE D'ACCUEIL</b>	<b>192</b>
3.1. L'ESPACE PORAL	192
3.2. LA RÉTENTION HYDRIQUE DU SOL	205
3.3. CINÉTIQUE INFILTRATION – RESSUYAGE	208

3.4. CONCLUSION	214
4. FONCTIONNEMENT HYDRIQUE DU SYSTEME ECOLOGIQUE <i>HILARIA</i>	214
4.1. VARIABILITÉ SPATIALE DU STOCK HYDRIQUE DU SOL	214
4.2. APPROCHE <i>IN SITU</i> DU FONCTIONNEMENT : MESURES AU CHAMP	220
4.3. CONCLUSION	232
5. FONCTIONNEMENT HYDRIQUE DU SYSTEME ECOLOGIQUE <i>MOGOTE</i>	233
5.1. APPROCHE <i>IN SITU</i> DU FONCTIONNEMENT : MESURES AU CHAMP	233
5.2. CONCLUSION	243
6. CONCLUSION GENERALE	244

## QUATRIEME PARTIE :

### DYNAMIQUE D'UN MILIEU ARIDE DU NORD-MEXIQUE

1. MAPIMI : UN MILIEU ARIDE OU S'INDIVIDUALISENT DES SYSTEMES ECOLOGIQUES ORIGINAUX	247
1.1. UN MILIEU ARIDE	247
1.2. DES SYSTÈMES ÉCOLOGIQUES ORIGINAUX	248
1.3. CONCLUSION	249
2. LES CONTRAINTES D'ARIDITE	250
2.1. L'ARIDITÉ CLIMATIQUE	250
2.2. L'ARIDITÉ ÉDAPHIQUE	253
2.3. CONCLUSION	253
3. LE FONCTIONNEMENT HYDRIQUE DU MILIEU FACE AUX CONTRAINTES D'ARIDITE	254
3.1. LE DÉTERMINISME DES CHEMINEMENTS DE L'EAU	254
3.2. LE DEVENIR DE L'EAU TERRESTRE	255
3.3. BILAN	256
3.4. CONCLUSION	257
4. L'ETAT ACTUEL DU MILIEU	257
4.1. PÉDOGENÈSE ET ARIDITÉ	257
4.2. VÉGÉTATION ET ARIDITÉ	261
4.3. CONCLUSION	262
5. DYNAMIQUE EVOLUTIVE D'UN MILIEU ARIDE DU NORD-MEXIQUE	263
5.1. LES TENDANCES EVOLUTIVES	263
5.2. PERSPECTIVES	266
5.3. CONCLUSION	267
CONCLUSION GENERALE	269
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	273
ANNEXE	295

*Pour Arlette,  
Marie-Pierre et Catherine*



## **INTRODUCTION GENERALE**





## 1. PROBLEMATIQUE SCIENTIFIQUE

Près d'un tiers de la surface terrestre est occupé par des **régions chaudes et arides** caractérisées essentiellement par une **faible pluviométrie combinée à une forte évaporation** résultant de températures élevées (UNESCO, 1983). Le rapport entre ces deux éléments, moyenne annuelle des précipitations (P) et de l'évapotranspiration potentielle (ETP) calculée suivant la formule de Penman (1948), a permis de définir de manière simple un gradient de l'aridité et de cartographier les zones affectées par ce phénomène (UNESCO, 1979). On distingue ainsi la zone hyper-aride ( $P/ETP < 0,03$ ), la zone aride ( $0,03 < P/ETP < 0,20$ ) et la zone semi-aride ( $0,20 < P/ETP < 0,50$ ). Cette définition purement bioclimatique de l'aridité peut être complétée par la vision plus déterministe de McGinnies (1968, 1979), qui reconnaît trois caractères essentiels dans l'aridité : (a) la séparation de la région considérée de l'influence humide des océans par la distance (continentalité) et le relief (barrière orographique), (b) la formation de masses d'air chaud et sec, stables, résistantes aux courants convectifs, (c) le caractère très violent des précipitations (intensités élevées) entraînant une forte perte d'eau par ruissellement. Ce concept d'**aridité climatique** doit être complété par la notion d'**aridité édaphique** proposée par Floret et Pontanier (1982, 1984).

Avec un tel ensemble de caractéristiques, les **zones arides** apparaissent comme des **milieux peu favorables aux activités humaines**, en particulier aux activités agricoles, et cela d'autant plus que le rapport P/ETP est plus faible. C'est là le problème fondamental de ces écosystèmes, lesquels ne présenteraient qu'un intérêt secondaire s'ils n'étaient le siège d'importants enjeux socio-économiques. Dans ces milieux, localisés essentiellement dans les zones tropicales et inter-tropicales, vivent en effet des **populations relativement nombreuses<sup>1</sup> qu'il est impératif de maintenir sur place dans des conditions décentes d'existence**. Cela nécessite le recours à une exploitation agro-pastorale du milieu.

**La moitié de la superficie du Mexique**, soit les deux tiers de la surface potentiellement utilisable pour des activités agricoles, **doit faire face aux contraintes d'aridité**. Pour ces zones, la pluviométrie moyenne annuelle est inférieure à 500 mm et le rapport P/ETP ne dépasse pas 0,50 (Contreras Arias, 1955). Ces régions à pluviosité réduite sont localisées essentiellement dans la moitié nord du pays, dans un milieu qu'il serait pourtant relativement facile d'exploiter agricoles, sans trop de difficultés techniques, à l'inverse des zones tropicales du centre et du sud du pays, à pluviométrie beaucoup plus importante, mais pour lesquelles des problèmes pratiques de mise en valeur (fortes pentes par exemple), et de conservation (risques d'érosion et de dégradation des écosystèmes), limitent fortement les possibilités d'un développement notable de l'agriculture. Ainsi, la moitié nord du pays, avec 54% du total des ressources en terres exploitables, ne possède que 7% des ressources totales en eau du pays. A l'inverse, la moitié sud, avec 46% des ressources en terres exploitables, possède 93% des ressources en eau (Noyola Isgleas, 1981). C'est donc à une **situation paradoxale que se trouve confrontée l'agriculture mexicaine : là où les ressources en eau sont les plus importantes, le relief ne permet que difficilement l'utilisation agricole du sol sans risques importants de dégradation des écosystèmes, alors que là où la topographie permettrait cette utilisation, la disponibilité en eau est très nettement déficitaire**. A cette

---

1. 14% de la population mondiale vit dans les zones arides chaudes (UNESCO, 1979).

disjonction de la localisation géographique des ressources sol et eau, il faut ajouter une **forte croissance démographique** : de 26 millions d'habitants en 1940, le Mexique en comptait 67 millions en 1975 et atteint aujourd'hui 85 millions.

Pour satisfaire la demande alimentaire croissante, il faut donc envisager l'augmentation de l'efficacité de la production agricole. Dans cet enjeu, **les zones arides mexicaines ne peuvent être ignorées du fait de leur extension et leur productivité doit être optimisée**. Mais l'exploitation de tels milieux est largement conditionnée par les **facteurs limitants** intrinsèques du milieu, dont les plus contraignants sont **l'eau et le sol**. C'est pourquoi l'agriculture *sensu stricto* dans ces milieux arides ne peut être que limitée dans l'espace. Aussi, elle se concentre essentiellement autour de plusieurs centres urbains sous forme d'une agriculture irriguée. L'eau utilisée provient, d'une part, du sous-sol, mais cette ressource est non ou très peu renouvelable, d'autre part, de l'eau de ruissellement superficiel stockée dans différents barrages. Cependant, à moyen terme, ce type d'agriculture, dans les conditions actuelles d'exploitation, n'est pas viable, car la ressource en eau, qui seule permet le maintien de cette activité, tend à s'épuiser de manière irréversible (Ezcurra et Montana, 1988). L'exemple de la région appelée la *Laguna*, située dans le nord du Mexique, est à cet égard typique et symptomatique.

Cette zone constitue un vaste périmètre irrigué autour des villes de Torreon, Gomez-Palacio et Lerdo (états de Durango et Coahuila), où sont cultivés en moyenne chaque année 160000 ha, irrigués avec les eaux pluviales et souterraines qui sont redistribuées, en fonction des cycles de cultures, par un réseau de canaux d'irrigation s'étendant sur environ 1800 km (Sanchez, 1986; Rigal, 1988). Si l'eau des barrages est renouvelable en fonction des apports pluviométriques, très variables cependant d'une année à l'autre, il n'en est pas de même pour l'eau d'origine souterraine. En effet, la **nappe phréatique s'abaisse en moyenne de 1,5 mètre par an** depuis la décennie 1960 en corrélation avec une forte augmentation du nombre de puits, cet abaissement de nappe pouvant atteindre localement plusieurs mètres en une seule année (Gutierrez, 1982; Pucciarelli, 1985). Ce phénomène d'épuisement des eaux souterraines a tendance actuellement à s'accélérer du fait d'une **recharge très faible**, voire inexistante (Pettyjohn, 1986). Mais cet abaissement de nappe est dû surtout à une augmentation importante de la consommation d'eau (croissance rapide de la population qui a plus que doublé en une quinzaine d'années; besoins croissants de l'industrie, avec l'installation de plusieurs usines fortement consommatrices d'eau (Farias *et al.*, 1982). Techniquement, les méthodes d'irrigation sont totalement inadaptées au type de milieu climatique : celles-ci se font essentiellement par gravité, ce qui demande de grandes quantités d'eau, dont une fraction parfois importante est gaspillée par suite de la mauvaise préparation du terrain. Avec la forte insolation qui caractérise la région de mai à septembre, une grande partie de l'eau d'irrigation est évaporée rapidement, sans pouvoir contribuer à la recharge hydrique du sol. A cela, il faut ajouter des cultures hautement consommatrices d'eau, comme la luzerne qui est le principal fourrage utilisé pour l'élevage bovin laitier intensif. Ce fourrage, qui occupe des surfaces de plus en plus grandes dans cette région, demande en moyenne 2,4 mètres d'eau d'irrigation par an dans un milieu qui reçoit 250 mm de précipitation moyenne annuelle (Farias *et al.*, 1983). Il a pu ainsi être calculé que pour obtenir un litre de lait, il fallait utiliser au moins 1400 litres d'eau (Rigal, 1988), cette dernière représentant de 60 à 80% du prix de revient final du lait (Gutierrez, 1982, Palacio Velez, 1986).

Dans d'autres périmètres irrigués du même type, l'eau est aussi utilisée sans discernement. Par exemple, dans la région de Mexicali, dans le nord du pays, sous une pluviométrie moyenne annuelle de 100 mm, la culture maraîchère s'est considérablement développée du fait de la proximité des Etats-Unis. Parmi les cultures fortement consommatrices d'eau, on peut citer celle de l'asperge dont la production d'un seul kilo nécessite 4700 litres d'eau, ce qui correspond, compte tenu du rendement à l'hectare, à une pluie de 1400 mm (SARH, 1979; Fernandez, 1980).

Ces exemples montrent que **l'eau est actuellement mal utilisée dans les zones arides nord-mexicaines. On peut se demander si cela n'hypothèque pas fortement et négativement l'avenir de ces régions**, car, alors que la demande en eau augmente notablement, sa disponibilité diminue. Aussi, dans un futur plus ou moins proche, la raréfaction progressive de cet élément vital imposera une réduction de sa consommation et il faudra bien alors imposer des choix et des mesures restrictives d'utilisation de cette ressource. On peut estimer qu'il existe de fortes probabilités pour que les périmètres irrigués voient diminuer leur superficie et donc l'importance de leur production agricole. D'ores et déjà, pour pallier ce déficit prévisible, il serait prudent d'envisager pour ces régions des scénarios d'exploitation viables à long terme et prenant en compte les contraintes inhérentes au milieu, dans le souci d'assurer la pérennité de ces écosystèmes pour les générations futures.

Du fait de leurs caractéristiques naturelles intrinsèques, **les régions arides du nord du Mexique sont essentiellement des terres de parcours exploitées par l'élevage bovin extensif de temporel**, ce qui semble être la vocation la plus appropriée pour ces milieux. Mais ce mode d'exploitation des ressources tel qu'il est pratiqué actuellement est, d'une part, irrationnel, essentiellement par manque d'informations techniques et de vulgarisation, et, d'autre part, incontrôlé, par suite de pressions socio-économiques et d'enjeux politiques. En effet, au niveau des unités d'exploitation, il n'existe pratiquement aucun plan de gestion des troupeaux et des pâturages. De plus, de la part des autorités concernées, il n'existe aucun contrôle réel et efficace des charges animales, lesquelles sont en général trop élevées pour de tels milieux.

En définitive, **l'utilisation pastorale actuelle des milieux arides nord-mexicains consiste à exploiter de manière intensive et exhaustive les ressources végétales, jusqu'à leur épuisement, comme si ces ressources n'étaient pas renouvelables et sans aucun souci du futur (Morello et Camberos, 1979; Barral, 1988; Ezcurra et Montana, 1988). Milieux déjà très fragiles dans leurs équilibres écologiques, les zones arides nord-mexicaines subissent ainsi actuellement une exploitation aveugle et trop intensive ne pouvant conduire, à moyen terme, qu'à la dégradation irréversible des écosystèmes.**

**Pour prévenir ce risque, l'utilisation agro-pastorale de ces milieux arides doit être envisagée de manière rationnelle, ce qui nécessite au préalable la compréhension des mécanismes de fonctionnement de l'écosystème. Or, cette connaissance fait notoirement défaut pour la zone concernée.** En particulier, il faut acquérir la connaissance précise de la disponibilité en eau, cet élément étant le facteur qui détermine très largement les possibilités de production et donc d'exploitation des ressources renouvelables. Cela peut être appréhendé par une **étude expérimentale du cycle de l'eau et de ses inter-relations avec le milieu qui lui sert de support, la couverture pédologique. Tel est l'objectif du présent travail.**

Pour y parvenir, la démarche que nous avons utilisée a consisté en deux approches, successives mais complémentaires. Tout d'abord, une **phase d'analyse**, dont le but était de parvenir à une connaissance approfondie de l'objet de l'étude, ce qui a été effectué sous forme d'une description de type naturaliste classique aboutissant à l'inventaire des différentes composantes du milieu étudié. A partir de cet inventaire, des hypothèses de fonctionnement ont été élaborées, qui ont été ensuite testées par diverses expérimentations dans le but de caractériser les mécanismes et processus déterminant la dynamique évolutive de ce milieu. Ce fut la **phase expérimentale**, réalisée à l'aide de stations de taille variée, allant du niveau ponctuel jusqu'au niveau de l'unité fonctionnelle de paysage par emboîtement progressif d'échelles.

## 2. PLAN DU PRESENT TRAVAIL

La première partie décrit et analyse le milieu à l'échelle régionale. Cet inventaire permet de sélectionner une unité de paysage, représentative de ce milieu, qui fera l'objet de la phase d'expérimentations.

La deuxième partie est consacrée à l'étude détaillée de cette unité de paysage, avec en particulier une analyse de la couverture pédologique dans son environnement géomorphologique.

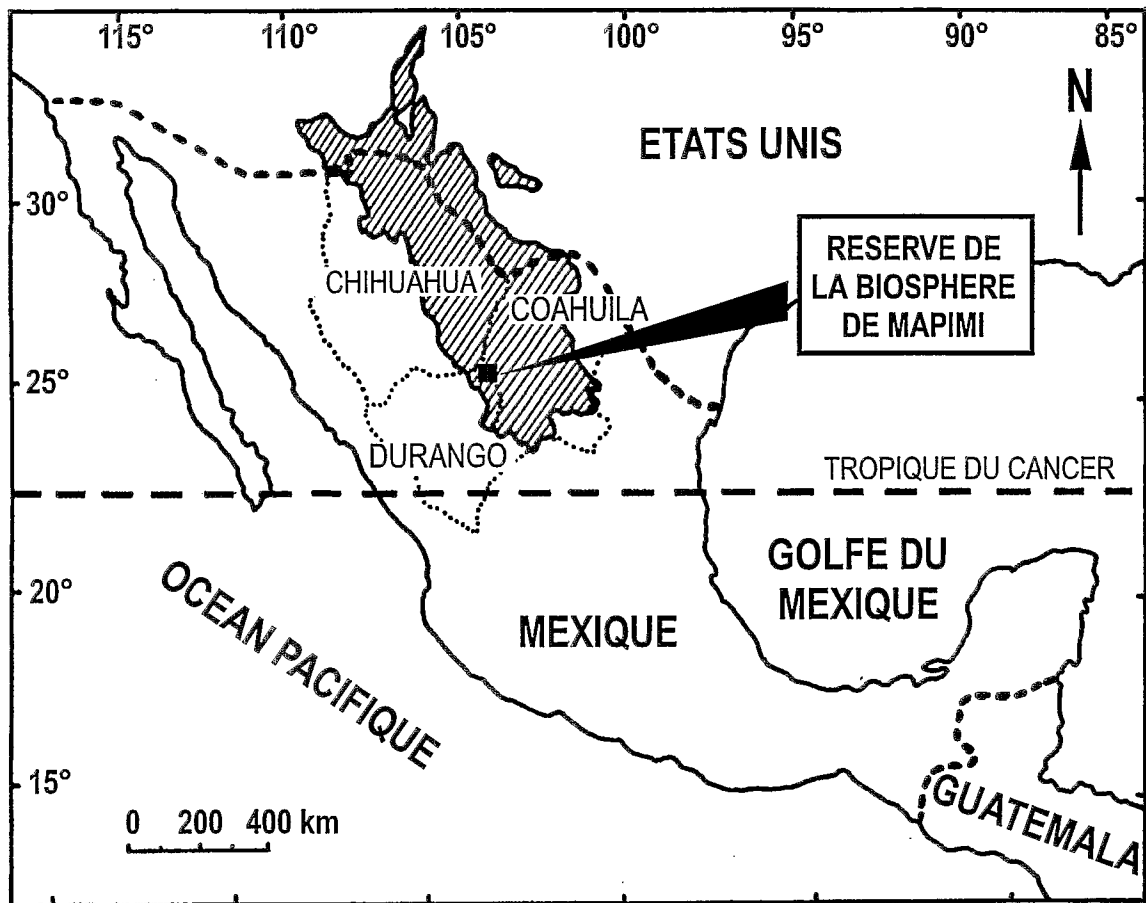
La troisième partie cherche à déterminer expérimentalement les mécanismes et processus du fonctionnement hydrique, depuis l'arrivée de l'eau d'origine pluviale à la surface du sol, jusqu'à sa redistribution dans le paysage et dans la couverture pédologique et sa consommation.

La quatrième partie est une synthèse qui confronte les différents résultats obtenus de manière à établir le fonctionnement actuel du milieu et d'en dégager sa dynamique évolutive.

*Première partie*

**CARACTERISATION REGIONALE DU MILIEU**

Fig. I 1 - Localisation du Désert de Chihuahua et de la Réserve de la Biosphère de Mapimi



 Désert de Chihuahua

## CHAPITRE I

### LE MILIEU D'ETUDE

#### 1. INTRODUCTION

La majeure partie du nord du Mexique correspond à des zones arides et semi-arides recevant en moyenne moins de 500 millimètres de pluie annuelle. L'une de ces zones, appelée Désert de Chihuahua (fig. I.1), appartient à un ensemble homogène de 350000 km<sup>2</sup>, qui s'étend sur près de 1200 kilomètres de longueur, entre les latitudes nord 33° et 23°, depuis le sud du Nouveau-Mexique aux Etats-Unis jusqu'au nord de l'état de Zacatecas au Mexique, à proximité du tropique du Cancer. Ce désert est l'une des zones arides les plus étendues d'Amérique du nord, dont la majeure partie, soit 260000 km<sup>2</sup>, est située dans le nord du Mexique, constituant 13% de la surface du pays. Ce désert a été délimité sur la base de critères bioclimatiques (Schmidt, 1979), et il est constitué d'un ensemble de hauts-plateaux qui forme l'*Altiplano* mexicain, dont l'altitude moyenne varie de 1000 à 1200 mètres, avec très localement des petits reliefs atteignant parfois 1600 m. Deux importantes chaînes montagneuses encadrent à l'ouest et à l'est cet *Altiplano*, la *Sierra Madre* occidentale où l'altitude est comprise entre 2000 et 3200 mètres, et la *Sierra Madre* orientale, dont l'altitude, moins élevée, varie de 1800 à 2500 mètres (Alvarez, 1961; Tamayo, 1982). Ces barrières orographiques, en dominant nettement cet ensemble de hauts-plateaux, donnent au désert de Chihuahua ses caractéristiques de continentalité.

Le qualificatif de désert attribué à cette zone est d'ailleurs impropre, car il s'agit en fait d'un milieu aride si l'on fait référence aux critères climatiques P et ETP mentionnés précédemment. Ainsi, ce Désert de Chihuahua, avec une pluviométrie moyenne annuelle variant selon la localisation géographique de 200 à 350 millimètres et une demande évaporative de l'ordre de 6 à 10 fois cette pluviométrie, possède un rapport P/ETP compris entre 0,12 et 0,18. De plus, ces paramètres climatiques ont déterminé l'existence d'une végétation et d'une faune spécifiques des zones arides, ainsi que des caractéristiques propres à ces écosystèmes en ce qui concerne le milieu physique, comme par exemple la salinité des sols.

**Les caractéristiques du Désert de Chihuahua en font un milieu bien défini et bien individualisé à la fois bioclimatiquement et biogéographiquement** (Schmidt, 1983a,b). Mais son extension rend impossible toute recherche de type expérimental à l'échelle de l'intégralité de ce milieu. Aussi, pour qu'une telle étude soit réalisable, il est nécessaire de la concentrer sur une petite région, sélectionnée de manière à ce qu'elle soit la plus représentative possible, mais aussi en tenant compte d'impératifs aussi divers que l'accessibilité en toutes saisons, des contraintes budgétaires et de l'accueil des autorités et des populations locales. Le site retenu est localisé dans le sud du désert de Chihuahua à la limite des états mexicains de Durango, Chihuahua et Coahuila. Cette zone d'étude, appelée **Réserve de la Biosphère de Mapimi**, s'étend sur 1600 km<sup>2</sup>, situés entre les latitudes nord 26°29' et 26°52' et les longitudes ouest 103°32' et 103°58' (fig. I.1).



## 2. ZONE D'ETUDE : LA RESERVE DE LA BIOSPHERE DE MAPIMI

La réserve de Mapimi fut créée en 1978 grâce au rôle et à l'action de G. Halffter (1981). Les recherches réalisées dans cette réserve s'inscrivent dans la problématique du programme *Man and Biosphere* (MAB) de l'UNESCO lequel, depuis son lancement au début des années 1970, cherche à *promouvoir une approche intégrée et écologique du développement rural visant à concilier les impératifs de la conservation des ressources naturelles avec les objectifs de développement socio-économique en milieu rural* (MAB-UNESCO, 1990). Dans cette optique, de nombreux projets pilotes se sont ainsi développés sous l'égide du MAB dans différentes régions de la planète, en particulier celles qui sont *affectées par la sécheresse et la désertification dont les effets ont été exacerbés par une croissance démographique sans précédent et par le recours à des techniques agricoles et pastorales non adaptées aux conditions écologiques et socio-économiques* (UNESCO, 1984).

Le terme de réserve peut prêter à confusion, car il ne s'agit nullement d'une zone où les activités humaines sont prohibées. Au contraire, celles-ci (élevage, exploitation du sel, extraction de cire de la "Candelilla": *Euphorbia antisiphilitica*) se poursuivent mais avec un contrôle des autorités, tandis que la cueillette et la collecte des espèces vivantes et minérales sont interdites. Mais une réserve de la biosphère est aussi et surtout un laboratoire expérimental naturel pouvant se définir comme *une vaste aire à usage multiple, où existent des zones avec différents degrés de protection et normes d'utilisation, mais où l'ensemble correspond à un plan coordonné qui essaye de rendre compatibles la conservation à long terme des espèces et de leur diversité avec la recherche scientifique et le développement* (Halffter, 1988).

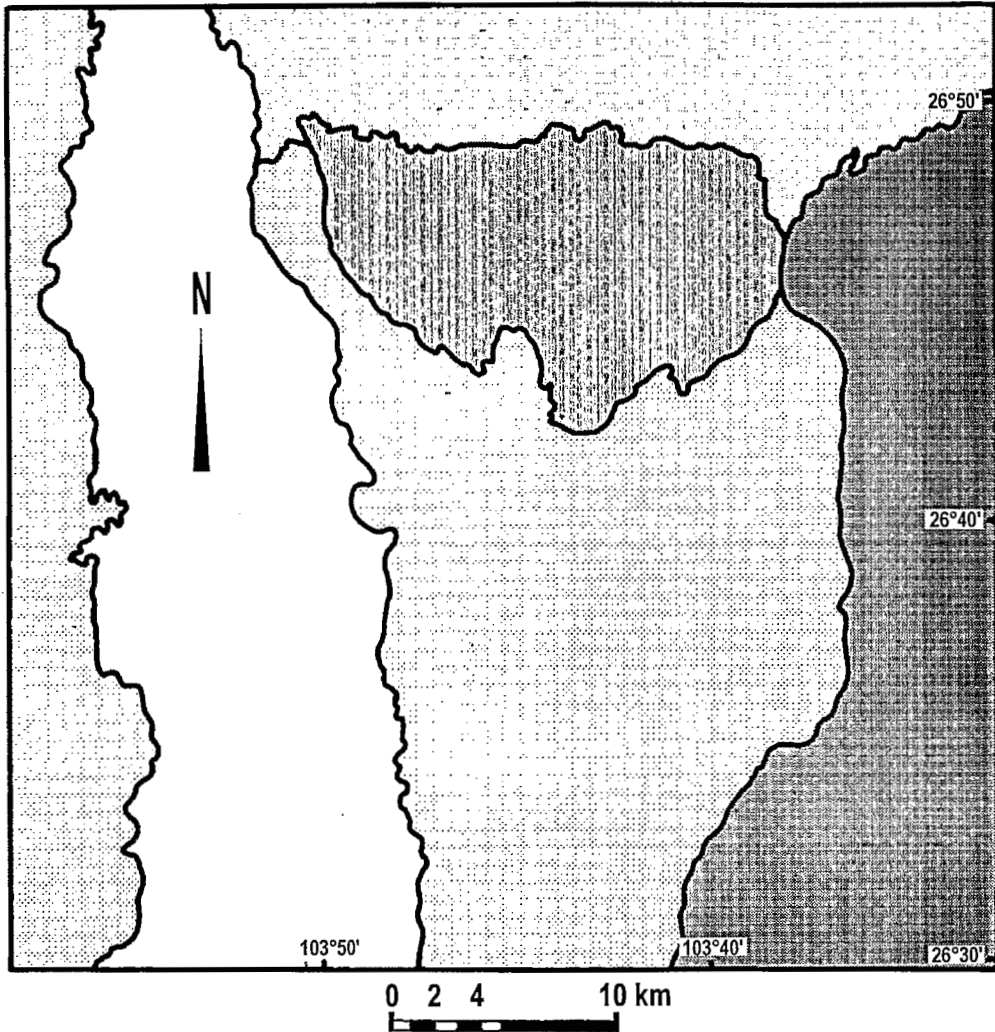
Dans le cas de Mapimi, il s'agissait de **conserver une portion représentative des écosystèmes constituant le Désert de Chihuahua, avec l'idée d'y réaliser des recherches dans le but d'améliorer notre connaissance scientifique de ces écosystèmes**. Ces travaux devant contribuer au développement économique de la région par une **optimisation rationnelle de l'utilisation des ressources naturelles par les populations locales dont l'activité principale est orientée vers l'élevage bovin extensif de temporal**. Mais avant d'entreprendre toutes études et recherches expérimentales, il était au préalable indispensable de réaliser un inventaire du milieu constituant cette réserve, lequel a donné lieu à de nombreuses publications, dont en particulier un ouvrage (Montana Ed., 1988a) que nous avons utilisé comme référence pour décrire et caractériser le milieu d'étude au niveau régional.






### 2.1. LE MILIEU PHYSIQUE

#### 2.1.1. Physiographie – Géomorphologie

La majeure partie du paysage de la réserve de Mapimi, soit les deux tiers de sa superficie, se présente sous forme de vastes étendues au relief monotone, dont l'altitude varie de 1080 à 1470 mètres (fig. I.2). Ce type de paysage, qui occupe le nord-est, le centre, le sud et l'ouest de la réserve, est constitué essentiellement de glacis ou *bajadas* à pente inférieure à 8%, de plaines ou *playas* où la pente, très faible, est inférieure à 1%, et de petits reliefs isolés de faible extension, *lomas* et *cerros*, distribués surtout dans les *bajadas*, et dont les versants ont des pentes parfois accusées. La zone nord de la réserve est occupée par un champ de formations dunaires

**Fig. I 2 - Unités de paysage de la Réserve de Mapimi**  
(d'après Montana et Breimer, 1988)



-  Zone basse (Playa)
-  Glacis (Bajada) avec petits reliefs isolés (Lomas, Cerros)
-  Formations dunaires anciennes fixées
-  Transition entre le modelé éolien et le modelé fluvial
-  Massif montagneux (Sierra)

anciennes fixées par la végétation, tandis qu'à l'est et au sud-est, le paysage est plus accidenté avec la présence d'un important massif montagneux, la *sierra de la Campana*, culminant à 1680 mètres d'altitude, chacun de ces deux derniers ensembles couvrant environ le sixième de la superficie de la réserve (CETENAL, 1972–1977; Breimer, 1985; Montana et Breimer, 1988).

## 2.12. Géologie

Aux grandes unités géomorphologiques précédentes correspondent les formations géologiques suivantes (Singewald, 1936; Schulze, 1953; CETENAL, 1972–1977; Lopez Ramos, 1979; Bartolino, 1988) (fig. I.2) :

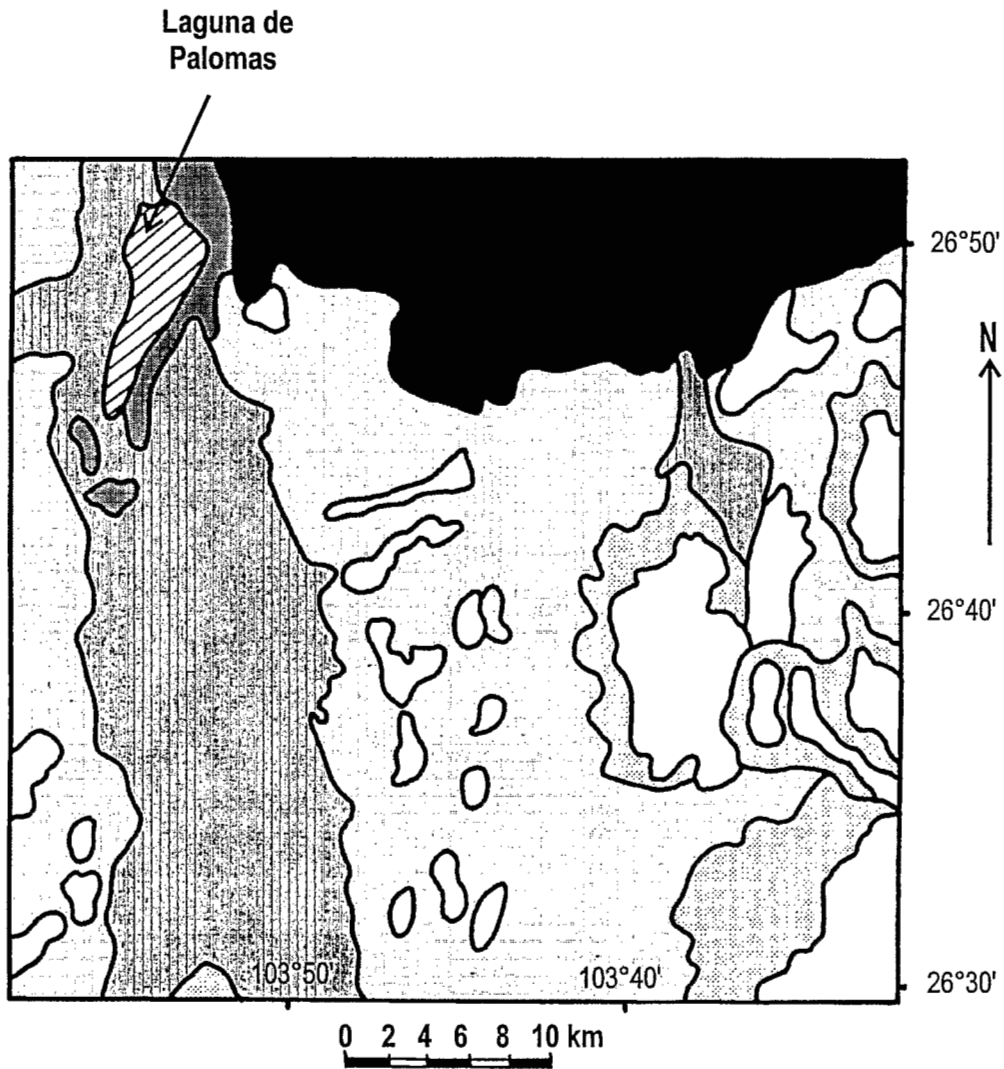
- la *sierra* de la zone orientale est constituée essentiellement de roches calcaires dures, du Crétacé moyen et supérieur, dans lesquelles sont interstratifiés des marnes et des conglomérats calcaires;
- la zone septentrionale est formée d'un substratum de grès, du Crétacé supérieur ou du Tertiaire inférieur, qui ont donné naissance aux formations dunaires que l'on observe actuellement;
- les zones de *bajada* ont un substratum composé essentiellement de matériaux interstratifiés datant du Tertiaire, où dominant largement des lutites à faciès de marnes et de calcaires marneux, et dans une moindre mesure des conglomérats. Ces matériaux ont été recoupés par un volcanisme qui a débuté au Miocène par des émissions de laves acides (andésites) et qui s'est poursuivi jusqu'au Quaternaire, les émissions devenant progressivement de plus en plus basiques (basaltes). L'ensemble de ces formations a été recouvert pendant le Quaternaire de matériaux colluviaux et alluviaux. C'est l'érosion différentielle qui a donné au paysage la physionomie actuelle de cette zone : la partie superficielle des matériaux tendres (lutites, qui forment actuellement les zones basses où elles constituent le substrat), a été progressivement évacuée de la zone par le ruissellement et par l'érosion hydrique, laissant ainsi en relief les matériaux durs, c'est-à-dire les conglomérats et les roches volcaniques, qui correspondent aux *lomas* et *cerros* observés;
- la zone occidentale ou *playa*, qui correspond au secteur le plus bas topographiquement, occupe l'emplacement d'un graben formé à partir du début du Quaternaire grâce à un système de failles orientées nord-sud. Dans cette zone basse est venue s'accumuler une grande épaisseur de sédiments, en particulier ceux provenant des zones précédentes.







## 2.13. Pédologie

Les sols ont été différenciés essentiellement selon les matériaux originels dans lesquels ils se sont développés et par leur situation géomorphologique (fig. I.3). C'est ainsi que l'on distingue quatre groupes principaux de sols (CETENAL, 1972–1977; Breimer, 1985, 1988; Delhoume, 1988), définis selon la terminologie FAO–UNESCO (1974, 1976) adaptée pour le Mexique (DETENAL, 1979) :

- les sols développés sur des matériaux durs (calcaires et roches volcaniques) : ce sont des Lithosols et Régosols, localisés dans les zones de relief à pentes fortes, peu épais, très peu évolués et riches en éléments grossiers.
- les sols développés sur des matériaux colluviaux, situés surtout dans les zones de piedmont à pente moyenne : ce sont des Régosols, plus épais que les précédents et plus évolués, où dominant les éléments pierreux et graveleux.

**Fig. I 3 - Carte pédologique simplifiée de la Réserve de Mapimi**  
(d'après Breimer, 1988)



-  Lithosols et Régosols des zones de relief et de collines, sur matériau dur (calcaire, roches volcaniques)
-  Régosols de piedmont, sur matériel colluvial
-  Xérosols et Yermosols de bajada, sur matériel alluvial et sur lutite (localement à phase gypseuse, calcaire ou saline)
-  Sols de playa à salinité plus ou moins accentuée, sur matériel alluvial : Yermosols et Xérosols à phase saline ou gypseuse ; Vertisols chromiques ; Solonchaks
-  Yermosols gypseux, de playa, sur dunes fossiles
-  Régosols et Yermosols gypseux, de bajada, sur dunes récentes

- les sols développés sur des matériaux alluviaux, qui se subdivisent en deux groupes : a) les Xérosols et Yermosols de *bajadas*, plus différenciés, moyennement épais (80/120 cm), de texture moyenne à fine, avec parfois des accumulations secondaires de gypse et/ou de carbonate de calcium. Ces sols sont très peu salés en surface et présentent localement, à partir de 60/80 cm de profondeur, une salinité moyenne d'origine lithologique; b) les sols de *playa* qui présentent divers degrés de salure : Yermosols et Xérosols à phase saline, gypseuse ou sodique, Vertisols chromiques plus ou moins salés ou sodiques et Solonchaks dans les zones les plus basses. Il s'agit de sols épais, à texture fine et à très mauvais drainage interne.

- les sols développés sur des matériaux d'origine éolienne : Régosols et Yermosols sur dunes récentes et Yermosols gypseux sur dunes fossiles. Ces sols ont une texture moyenne à grossière et ne présentent pas de caractères de salure.

La principale originalité de ces sols concerne l'organisation de leur partie superficielle, lorsque la couverture végétale est peu dense ou absente, ce qui est souvent le cas. La surface du sol se présente en effet sous forme d'une très fine pellicule de quelques millimètres d'épaisseur, compacte et durcie, plus ou moins continue et très peu perméable, formant ainsi une véritable **croûte**. Celle-ci se forme essentiellement sous l'impact direct des gouttes de pluie (Casenave et Valentin, 1989; Valentin, 1994). Il s'agit là d'une caractéristique qui se rencontre très fréquemment dans les régions arides et semi-arides, comme cela a été décrit par exemple dans le Sahel africain par les auteurs ci-dessus.

#### 2.14. Hydrologie superficielle

Plus des deux tiers du désert de Chihuahua ont un drainage endoréïque qui se répartit selon douze bassins versants principaux (Henrickson, 1977). La réserve de Mapimi appartient à trois de ces bassins fermés (fig. I.4) :

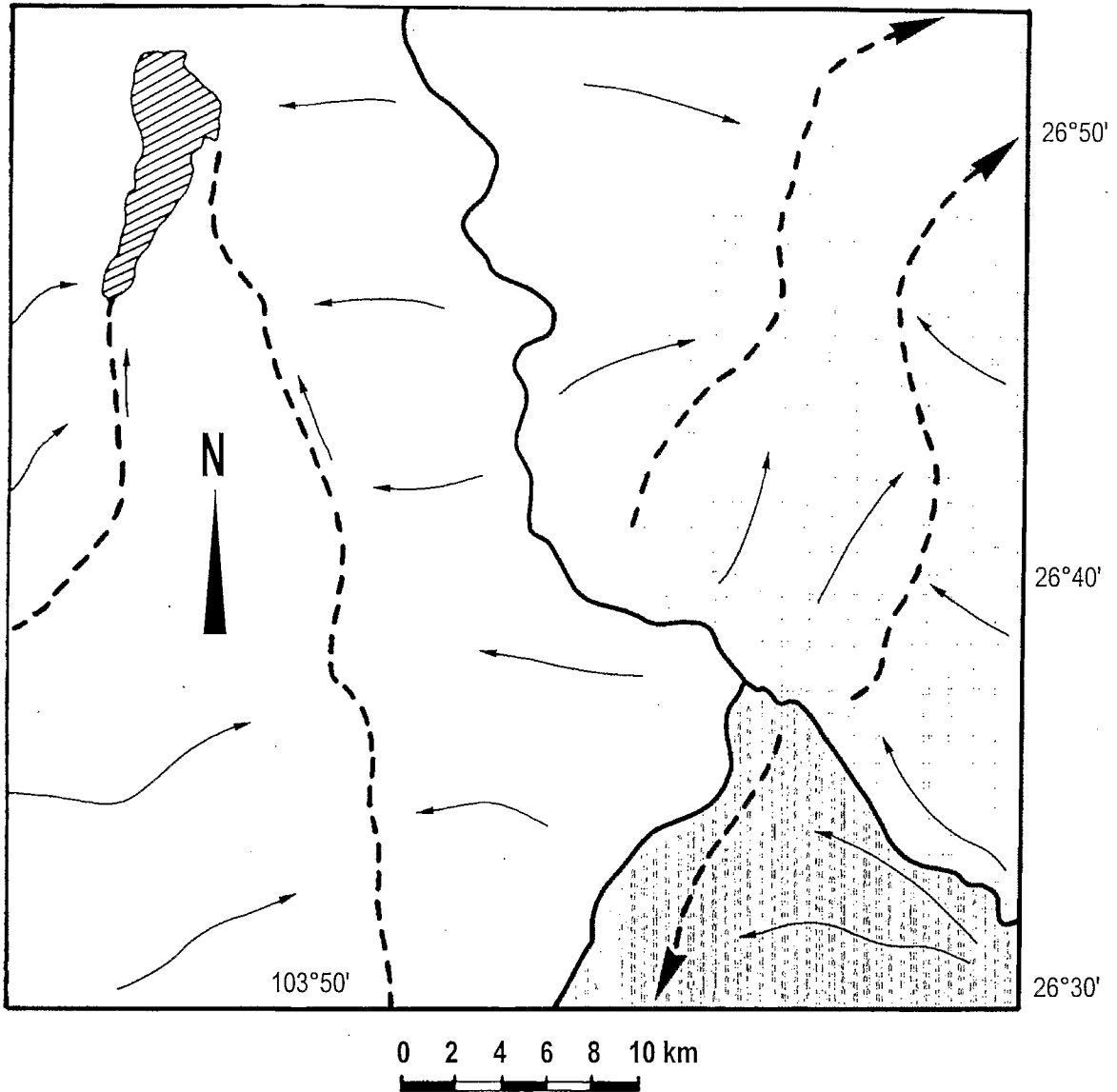
- le bassin versant de la Laguna de Palomas (18800 km<sup>2</sup>) qui constitue 60% de la superficie de la réserve, où il occupe pratiquement la moitié ouest, ce qui correspond à la *playa* et à une partie des *bajadas* : il s'agit de la zone la plus basse du bassin où les eaux, collectées par un axe central d'écoulement peu marqué topographiquement, viennent s'accumuler dans une *laguna*, dépression qui constitue le niveau de base hydrologique.

- le bassin versant du Bolson de Mapimi (90000 km<sup>2</sup>), constitué de nombreux sous-bassins (*lagunas del Rey*, du *Coyote*, du *Guaje*, de la *Leche*...), occupe 25% de la superficie de la réserve, où il s'étend surtout à l'est et au nord-est, formant l'une des parties hautes du bassin versant.

- le bassin du Rio Nazas (38580 km<sup>2</sup>) et ses sous-bassins (*lagunas Puerto-Rico*, de *Mayran*...) ne constitue que 15% de la superficie de la réserve, au sud-est, où il forme l'une des zones hautes de ce bassin.

D'une manière générale, le réseau hydrographique est peu dense et très peu hiérarchisé, sauf dans les zones de relief et de piedmont où il s'encaisse linéairement sous forme d'*arroyos* ou rus et ruisseaux intermittents. Ceux-ci sont de moins en moins encaissés à mesure que l'on passe vers l'aval et ils disparaissent dans les zones de *bajada* et surtout de *playa* à pente très faible, où l'écoulement superficiel se fait essentiellement de manière diffuse, en nappe, avec localement des zones en légère dépression, peu profondes (10 à 15 cm au maximum), de quelques m<sup>2</sup> à quelques ares, où s'accumulent temporairement les eaux de ruissellement.

**Fig. I 4 - Hydrologie superficielle de la Réserve de Mapimi**  
 (d'après Henrickson, 1977, et Breimer, 1988)



**Bassins versants de :**



la laguna de Palomas



du Bolson de Mapimi



du Rio Nazas



Limite de bassin versant



Axe principal de concentration des eaux



Sens des écoulements superficiels

## 2.2 LE CADRE CLIMATIQUE

### 2.21. Mécanismes généraux du climat dans le Désert de Chihuahua

Le climat du désert de Chihuahua (Garcia, 1969; Vilchis Marin, 1979, 1981; Schmidt, 1983a,b; Cornet, 1984; 1988, 1992a) se caractérise essentiellement par la continentalité résultant de la présence des barrières orographiques qui l'entourent et par les hautes pressions subtropicales qui dominent les circulations atmosphériques générales de la zone. Durant l'année, il existe généralement deux régimes climatiques dominants :

- un flux zonal venant de l'ouest, lié aux hautes pressions subtropicales, qui caractérise la période d'octobre à mai, durant laquelle les pluies sont rares et la température est fraîche;
- un flux d'air tropical lié aux alizés et en provenance du golfe du Mexique qui se produit de juin à septembre. Cette arrivée d'air humide provoque une élévation de la température et des orages, le plus souvent très localisés, et c'est ce processus, relativement régulier d'une année à l'autre, qui donne une saison de pluies durant l'époque chaude. La hauteur précipitée durant cette période estivale représente, en moyenne, plus de 60% du total pluviométrique annuel.

Ces deux régimes climatiques qui se succèdent en cours d'année, saison sèche et fraîche pendant huit mois et saison chaude et sub-humide durant quatre mois, sont perturbés plus ou moins fréquemment par des mécanismes atmosphériques secondaires. C'est ainsi que des vents de secteur nord d'origine continentale peuvent se produire d'octobre à mars, provoquant des baisses brutales de température amenant des gelées pouvant durer plusieurs jours de suite et des chutes de neige surtout dans le nord du désert de Chihuahua (Hill, 1969, *in* Cornet, 1988). Des pluies relativement importantes peuvent se produire durant la saison sèche, par suite de la formation de zones de basse pression dans le Pacifique, lesquelles se déplacent vers le nord-est, amenant ainsi des masses d'air humide sur le continent (Schmidt, 1983a). Certaines années, les dépressions cycloniques tropicales sont une source supplémentaire de précipitations pendant la période estivale, et ce sont ces dépressions qui provoquent les épisodes pluvieux les plus importants sur tout le désert de Chihuahua. C'est ainsi que les années à pluviométrie supérieure à la normale sont liées à l'abondance des cyclones touchant les côtes nord du Mexique (Cornet, 1988). L'ensemble de ces différents mécanismes secondaires et leur intensité contribuent à la variabilité climatique de la zone, plus ou moins accentuée selon les années.

### 2.22. Climat au niveau de la région de Mapimi

Au niveau de la région de Mapimi, le climat a été caractérisé à partir des données, d'une part, d'une station météorologique (appelée Laboratoire) installée en 1978 dans la réserve elle-même, d'autre part, d'une station voisine, Ceballos, située à 40 km à l'ouest de la précédente et qui dispose d'un plus grand nombre d'années d'observations (1958–1987) et qui est la plus ancienne de la région.

#### 2.221. Rayonnement solaire – Températures

Le rayonnement solaire est fonction de la position latitudinale laquelle détermine la durée du jour. A Mapimi, cette dernière varie d'un maximum de 13 h 12' en été à un minimum de 10 h 48' en hiver (Vilchis Marin, 1979). Bien que cette amplitude soit faible, elle est suffisante pour produire des phénomènes de photopériodisme

sur les êtres vivants (Cornet, 1988). Cette durée du jour permet un rayonnement solaire moyen qui varie de 290 cal. cm<sup>-2</sup> j<sup>-1</sup> en décembre jusqu'à 510 cal. cm<sup>-2</sup> j<sup>-1</sup> en mai. Les mois d'été ont une radiation moyenne plus faible (de 410 à 460 cal. cm<sup>-2</sup> j<sup>-1</sup>) que celle de mai, du fait de l'existence d'une couverture nuageuse pendant plusieurs jours durant cette période. Ces différentes valeurs ne constituent pas un facteur limitant pour la croissance végétale (Cornet, 1988).

Pour la station Laboratoire (1978–1986), la température moyenne annuelle est de 20,8°C, ce qui est caractéristique d'un climat chaud, avec une température moyenne du mois le plus froid, janvier, de 11,8°C, et une température moyenne du mois le plus chaud, juin, de 28,0°C (tableau I.1). Mais il existe une forte amplitude des températures journalières tout au long de l'année, ce qui dénote un climat continental. Ainsi, l'écart moyen mensuel entre la température des minimums et maximums mensuels moyens varie au cours de l'année de 15,8°C en janvier à 17,1°C en mai. Il en résulte un climat à hivers froids (moyenne des minimums de janvier 3,9°C) et à étés chauds (moyenne des maximums de juin 36,1°C). Pour la station Ceballos (1958–1983), il existe une excellente corrélation entre les températures moyennes mensuelles de cette station avec celles de Mapimi (Cornet, 1988). Mais on note une continentalité plus accusée à Ceballos (tableau I.1), avec des amplitudes moyennes mensuelles entre les minimums et maximums plus élevées en hiver, de l'ordre de 20 à 22°C de décembre à mars, ainsi qu'en été mais de manière plus atténuée (19,1°C en juin). Il en résulte des hivers plus froids (moyenne des minimums de janvier 1,6°C) et des étés légèrement plus chauds (moyenne des maximums de juin 37,4°C).

Tableau I.1 – TEMPÉRATURES MOYENNES MENSUELLES MINIMUM (TM), MAXIMUM (tM) ET MOYENNE (t) DE L'AIR SOUS ABRI EN °C POUR LES STATIONS LABORATOIRE ET CEBALLOS (d'après Cornet, 1988)

<b>Laboratoire (1978–1984)</b>												
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
tm	3,9	5,5	9,2	13,0	16,7	19,9	20,0	19,3	17,3	13,7	7,0	6,4
tM	19,7	22,6	27,2	31,2	33,8	36,1	35,1	33,2	31,9	29,2	24,0	21,5
t	11,8	14,1	18,2	22,1	25,3	28,0	27,5	26,2	24,7	21,4	15,5	13,3
<b>Ceballos (1958–1983)</b>												
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
tm	1,6	2,7	5,8	10,7	11,5	18,3	18,9	18,1	16,2	11,3	5,2	2,0
tM	21,6	24,0	28,5	32,9	35,8	37,4	36,4	35,3	33,0	29,8	25,5	22,0
t	11,6	13,4	17,1	21,8	25,2	27,9	27,7	26,7	24,6	20,6	25,3	12,0

A Ceballos, le nombre annuel moyen de jours de gelées est de 37 jours, celles-ci se produisant surtout en janvier (12 jours), décembre (11 jours), février (7 jours) et novembre (4 jours), le maximum annuel observé étant de 58 jours et le minimum de 11 jours. Il y a en moyenne 6 jours par an où la température est inférieure ou égale à -5°C, tandis qu'il n'y a en moyenne qu'un jour tous les six ans où la température est inférieure ou égale à -10°C. La période pendant laquelle le risque de gelée est nul s'étend du 10 avril au 25 octobre. A l'inverse, le nombre annuel moyen de jours très chauds, pour lesquels la température maximum est supérieure ou égale à 40°C, est de 11 jours (Cornet, 1988).



## 2.222. Hygrométrie

Au Laboratoire (1978–1984), l'humidité atmosphérique moyenne mensuelle de l'air, qui dépend essentiellement du régime des vents et des pluies, varie de 27% en mars–avril jusqu'à 56% en août–septembre (Cornet, 1988). C'est à partir de juin et jusqu'en janvier que l'humidité maximum moyenne mensuelle de l'air est la plus forte (de 70 à 85%), alors que les valeurs les plus faibles sont en mars–avril (40 à 45%). L'humidité minimum moyenne mensuelle présente des variations limitées en cours d'année, restant comprise entre 10% en mars–avril et 27% en août–septembre. Il en résulte des variations journalières moyennes d'humidités fortes en août et septembre (55 à 60%), période de plus grande probabilité de pluie, et réduites en mars–avril (30 à 35%).

## 2.223. Demande évaporative

L'évaporation résulte de l'action combinée des paramètres précédents qui transforment en vapeur l'eau liquide préexistante dans le milieu naturel, processus nécessitant de l'énergie, et c'est celle qui est disponible qui détermine la quantité d'eau évaporée. Cette dernière est généralement mesurée dans des conditions standards, à partir d'une nappe d'eau libre contenue dans un bac, dont le plus couramment utilisé est le bac dit classe A international.

L'évaporation moyenne annuelle, mesurée dans ces conditions, est de 2805 mm au Laboratoire et de 2504 mm à Ceballos. Cette différence entre les deux stations s'explique vraisemblablement par la présence autour de Ceballos de nombreux périmètres irrigués qui atténuent fortement l'advection (Cornet, 1988).

Au Laboratoire, le maximum d'évaporation s'observe en mai et juin, tandis que le minimum se situe en janvier (tableau I.2). Les valeurs journalières moyennes d'évaporation dépassent 10 mm j<sup>-1</sup> dès le mois d'avril et jusqu'en juillet, atteignant parfois près de 12 mm j<sup>-1</sup> en mai et juin, période où l'hygrométrie est réduite; puis elles diminuent en août et septembre, par suite de la couverture nuageuse, à des valeurs moyennes de 7 à 8 mm j<sup>-1</sup>, pour décroître ensuite jusqu'à 3,5 à 5,5 mm j<sup>-1</sup> de novembre à février, période où l'insolation est minimum. A Ceballos, l'évaporation bac suit les mêmes variations qu'à Mapimi en cours d'année, mais les valeurs moyennes journalières y sont légèrement inférieures, surtout au printemps et en été. C'est ainsi que d'avril à juillet ces valeurs sont comprises entre 8,5 et 10,5 mm j<sup>-1</sup>, le minimum s'observant de novembre à février avec des valeurs évoluant entre 3 et 5,5 mm j<sup>-1</sup>.

Tableau I.2 – MOYENNES MENSUELLES (EN MM) DE L'ÉVAPORATION MESURÉE EN BAC  
TYPE CLASSE A POUR LA STATION LABORATOIRE (1978–1984)  
(d'après Cornet, 1988)

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
109,4	157,6	261,8	305,6	348,0	348,4	314,4	263,5	230,3	199,6	140,6	126,1

Ces valeurs correspondent à l'évaporation d'une nappe d'eau libre. Dans un sol, l'eau est plus ou moins intimement liée au substrat et son évaporation va dépendre de ces liaisons mais aussi de la respiration végétale. D'où la notion d'évapotranspiration potentielle (ETP). La détermination de celle-ci a fait l'objet de

nombreux travaux et la majorité des auteurs préconise d'utiliser les données obtenues en bac d'évaporation en les corrigeant par les mesures de vitesse du vent, de température et de déficit de saturation de l'air. Cornet (1988) a évalué à 2040 mm par an en moyenne l'ETP à Mapimi pour la période 1978-1984 en utilisant la formule proposée par Riou (1975), et à 1730 mm en utilisant la formule de Penman (1948). Le maximum se situe en mai et juin alors que le minimum a lieu en janvier et décembre (tableau I.3).

Tableau I.3 – MOYENNES MENSUELLES EN MM DE L'ETP  
CALCULÉE PAR LA MÉTHODE DU BAC CORRIGÉ  
ET PAR LA FORMULE DE PENMAN POUR LA STATION LABORATOIRE (1978-1984)  
(d'après Cornet, 1988)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
bac corrigé	84,0	120,6	186,6	205,7	240,6	240,2	223,9	203,7	178,9	153,7	105,2	96,9
Penman	69,8	96,2	158,9	174,0	207,4	203,1	193,8	174,3	152,8	128,4	88,8	82,5

#### 2.224. Précipitations

Une étude détaillée de la pluviométrie sera présentée dans le chapitre IV, aussi nous ne donnerons ici que les grandes lignes concernant ce paramètre. La zone de Mapimi reçoit en moyenne 250 à 300 mm de pluviométrie annuelle, dont les deux tiers se produisent pendant la période chaude, de juin à septembre. Ce qui caractérise cette pluviosité, c'est sa très forte variabilité, à la fois temporelle et spatiale, même à courte distance, surtout en période estivale. Durant cette dernière, les averses sont brèves, du type orageux à fortes intensités, ce qui génère des ruissellements importants et des redistributions d'eau dans le paysage, tandis que d'octobre à avril, les averses sont en général d'intensité très faible.

#### 2.225. Caractérisation du climat

La caractérisation du climat d'une zone donnée à l'aide d'indices ou de diagrammes permet de comparer les climats d'une région à l'autre. Ils prennent généralement en compte l'offre pluviométrique, la demande évaporative et les températures. Ceux qui sont les plus couramment utilisés sont les suivants pour la région de Mapimi (Cornet, 1988).

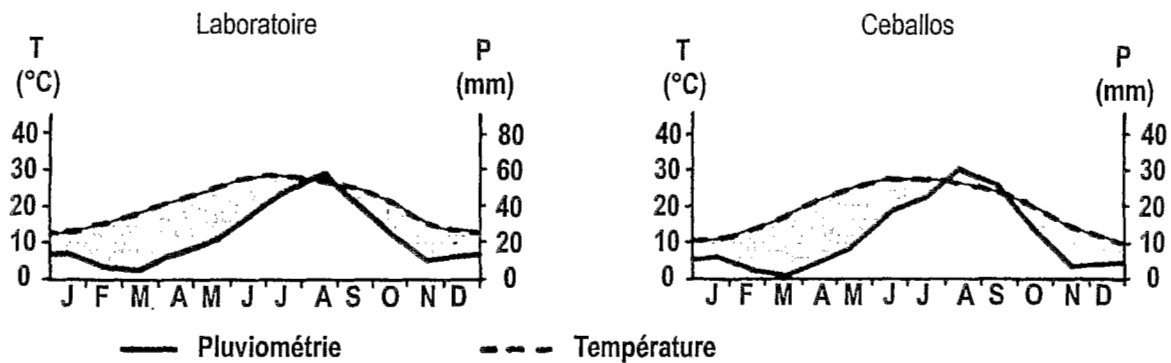
Les courbes ombrothermiques (Bagnouls et Gaussen, 1953, 1957) (fig. I.5) des stations Laboratoire et Ceballos montrent la faible durée de la période pendant laquelle l'offre pluviométrique est susceptible de satisfaire la demande évaporative. L'indice d'aridité de De Martonne<sup>1</sup> (1926) est de 8,6 ce qui correspond à un climat tropical aride. Le quotient pluviothermique d'Emberger<sup>2</sup> (1955) est de 2,2, soit un climat aride à hiver froid. La carte mondiale des régions arides de l'UNESCO (1979) utilise le rapport  $P/ETP_{Penman}$  qui est de 0,16 pour le Laboratoire, ce qui classe la région dans la zone aride. Les sous-classes de ce système (basées sur les températures moyennes des mois les plus froids et les plus chauds, la durée de la saison sèche et le régime des pluies), permettent de définir plus précisément le climat de Mapimi comme aride, à hivers frais et à étés chauds, avec le

1. Indice d'aridité de De Martonne :  $I = P / (T+10)$ , où P et T sont respectivement la pluviométrie et la température moyennes annuelles.

2. Quotient pluviothermique d'Emberger :  $Q = NP / [3.65 (M+m) (M-m)]$ , où N est le nombre de jours de pluie, P la pluviométrie moyenne annuelle, M et m la moyenne annuelle respectivement des maximums du mois le plus chaud et des minimums du mois le plus froid.

maximum des précipitations en été et 8 à 9 mois de saison sèche. Garcia (1973), en modifiant la classification de Köppen (1926, *in* Cornet, 1988) pour l'adapter au Mexique, est arrivé pour la zone d'étude, au type BWhw(e), soit un climat très aride, semi-chaud, à pluies d'été et à amplitude thermique élevée.

**Fig. I 5 - Diagramme ombrothermique (Bagnouls et Gausson, 1953) des stations Laboratoire et Ceballos**



La concordance de ces différentes classifications permet de caractériser de manière synthétique le climat de la région de Mapimi par la définition proposée par Cornet (1988) : **climat tropical aride, continental, de moyenne altitude, à pluies d'été et hivers frais.**

### 2.3. LE MILIEU BIOTIQUE

#### 2.31. Végétation

La végétation de la réserve de Mapimi correspond à un *matorral* désertique microphylle constitué essentiellement par divers groupements de physionomie arbustive à *Larrea tridentata* et *Prosopis glandulosa*, avec présence de succulentes, et par des steppes sub-arbustives à halophytes dominées par *Hilaria mutica* et *Sporobolus airoides* (Flores Mata *et al.*, 1971; Rzedowski, 1978).

Les espèces se groupent en formations végétales dont chacune correspond à une unité qui se différencie par un type biologique dominant ou par la combinaison de plusieurs types biologiques (Montana, 1988b). Les principales formations se répartissent de la manière suivante en fonction des grandes unités géomorphologiques (Montana, 1988b; Montana et Breimer, 1988; Ruiz de Esparza, 1991) :

- la zone de *sierra* calcaire, à l'est, est occupée par des formations végétales arbustives et par des succulentes où dominent *Fouquieria splendens*, *Larrea tridentata*, *Cordia parvifolia*, *Agave lecheguilla*, *Agave asperrima*, *Euphorbia antisyphilitica*, *Opuntia bradtiana*.

- la végétation typique des dunes de la zone septentrionale est une formation arbustive ouverte composée essentiellement de *Dalea scoparia*, *Yucca elata*, *Acacia greggii*, *Acacia constricta* et *Larrea tridentata*, alors que les dépressions interdunaires sont en général occupées par des communautés arbustives dominées par *Prosopis glandulosa* et *Flourensia cernua*, avec parfois une strate herbacée importante à *Hilaria mutica* dominante. Localement, on rencontre *Opuntia rastrera* avec *Zinnia acerosa*.

- les zones de *bajadas* du centre, sud et ouest de la réserve sont le domaine des formations arbustives où dominant *Prosopis glandulosa*, *Fouquieria splendens*, *Larrea tridentata*, associées parfois localement à une forte abondance de succulentes comme *Opuntia microdasys*, *Opuntia rastrera*, *Agave lecheguilla*, *Agave asperrima*, et à des formations herbacées dominées surtout par *Hilaria mutica*. C'est dans la partie inférieure des *bajadas* que sont localisées des formations de "brousse tigrée", alternance régulière et répétitive de zones dénudées et de zones à végétation dense sous forme d'arc.

- à l'ouest, la végétation de la *playa* est formée d'une mosaïque de formations herbacées à couverture variable d'arbustes et de steppes arbustives ou semi-arbustives. Les espèces herbacées dominantes sont *Sporobolus airoides* et *Hilaria mutica*, alors que les arbustes sont essentiellement *Prosopis glandulosa*, *Larrea tridentata*, *Atriplex canescens*. Certaines espèces dénotent une salinité prononcée du sol comme *Suaeda nigrescens*, *Suaeda suffrutescens*, *Atriplex acanthocarpa* et *Allenrolfea occidentalis* (Henrickson, 1977).

L'inventaire floristique (Ruiz de Esparza, 1986, 1992) a permis de dénombrer 313 espèces végétales appartenant à 199 genres et 60 familles. Mais 47% de ces espèces appartiennent à quatre familles seulement : graminées, composées, cactacées et légumineuses. Cet inventaire est tout à fait comparable à celui établi par divers auteurs pour les autres régions du désert de Chihuahua (Burgess et Northington, 1977; Henrickson, 1977; Johnston, 1977; Marroquin, 1977; Pinkava, 1977; Powell et Turner, 1977).

Les types biologiques therophyte et phanérophyte<sup>3</sup> sont ceux qui traduisent une meilleure adaptation écologique aux conditions d'aridité (Grouzis, 1979). A Mapimi, ces deux types sont majoritaires, sauf dans le massif calcaire (tableau I.4).

Tableau I.4 –SPECTRES BIOLOGIQUES (RAUNKIAER) DES FORMATIONS VÉGÉTALES POUR LES PRINCIPALES UNITÉS GEOMORPHOLOGIQUES DE LA RESERVE DE MAPIMI (en % du nombre total d'espèces; d'après Ruiz de Esparza, 1992)

Unités géomorphologiques	Phanérophyte	Thérophyte	Chaméphyte	Hémicryptophyte	Géophyte
Zone basse ( <i>Playa</i> )	24	29	11	33	3
Glacis ( <i>Bajada</i> )	23	27	17	30	3
Formations dunaires	33	20	13	32	2
Massif calcaire ( <i>Sierra</i> )	26	15	31	25	3
Zone de transition	32	22	21	23	2

3. Les types biologiques regroupent les espèces qui présentent des similitudes de structure et de fonction; le système utilisé ici (Ruiz de Esparza, 1992) pour cette classification est celui proposé par Raunkiaer (1934), modifié par Ellenberg et Mueller-Dombois (1967).

D'autres critères permettent d'évaluer l'adaptation des plantes à la sécheresse, comme la distinction entre espèces "arido-actives" et "arido-passives"<sup>4</sup> (Evenari *et al.*, 1975), et le type biochimique de photosynthèse<sup>5</sup> (Solbrig, 1977). Il n'existe pas d'étude exhaustive concernant l'appartenance des plantes de la région de Mapimi à l'un ou l'autre de ces types. Cependant, plusieurs espèces sont considérées comme "arido-actives", et certaines, en particulier *Hilaria mutica*, sont des plantes en C<sub>4</sub> (Cornet *et al.*, 1984b; Cornet, 1989). Ces dernières présentent un ensemble de propriétés qui les rendent mieux armées pour la survie et la croissance sous des conditions extrêmes d'aridité (Grouzis, 1988) :

- l'optimum de température pour la fixation nette de CO<sub>2</sub> se situe entre 30 et 40°C pour les C<sub>4</sub> contre 15 à 25°C pour les plantes en C<sub>3</sub>. Une étude fréquentielle des températures de la station de Ceballos montre que la période favorable à la croissance des plantes en C<sub>4</sub> s'étend du 10 mars au 20 novembre, avec une probabilité supérieure à 50%, en considérant qu'une température de 15°C est le minimum pour cette croissance (Cornet, 1988).
- la vitesse de photosynthèse des C<sub>4</sub> est environ deux fois supérieure à celle des plantes en C<sub>3</sub>.
- les plantes en C<sub>4</sub> ont une meilleure efficacité dans l'utilisation de l'eau car leur rapport transpiration g H<sub>2</sub>O / g matière sèche est de 250 à 350, contre 450 à 950 pour les plantes en C<sub>3</sub>.
- les plantes en C<sub>4</sub> utilisent plus efficacement l'azote et le phosphore.

**La végétation occupe la totalité de l'espace, ce qui évite la compétition entre les espèces.** Mais alors que certaines de celles-ci sont localisées à des sites particuliers, d'autres se distribuent pratiquement dans tous les milieux. D'une manière générale, cette végétation se caractérise par sa **répartition spatiale ouverte et discontinue du type mosaïque** (Montana, 1988b; Delhoume, 1992c). C'est-à-dire qu'elle se distribue sous forme de plages végétales plus ou moins denses de superficie variable (quelques mètres carrés jusqu'à plusieurs milliers), qui alternent avec des zones de sol nu de surface semblable. Mais à l'intérieur de ces plages végétales, il existe une seconde discontinuité, à l'échelle métrique, constituée par l'alternance d'une touffe herbacée ou d'un arbuste avec le sol nu environnant. Avec une telle répartition spatiale, la végétation ne couvre jamais intégralement le sol sur une surface supérieure à quelques mètres carrés. **Le sol nu, qui présente dans la majorité des cas une croûte superficielle, occupe ainsi une étendue notable qui devient très souvent prépondérante** par rapport à celle sur laquelle s'étend la couverture végétale.

### 2.32. Faune

La faune de la réserve de Mapimi (Aguirre et Maury, 1992) est relativement abondante et diversifiée, et la plupart des espèces sont spécifiques des milieux arides et semi-arides. Les études d'inventaire ont dénombré 270 espèces d'invertébrés, 5 de batraciens, 36 de reptiles, 28 de mammifères et plus de 200 d'oiseaux.

4. Les espèces "arido-passives" sont soit des annuelles dont les graines, en période sèche, résistent facilement à la dessiccation, soit des pérennes qui perdent leur feuilles en période sèche et ont leurs réserves sous forme de rhizomes ou de bulbes. Les espèces "arido-actives" doivent disposer de réserves en eau, même au ralenti; ce sont exclusivement des espèces pérennes, qui conservent une biomasse verte durant toute l'année et qui sont en général capables d'extraire l'eau du sol à des potentiels supérieurs à pF 4,2 (Evenari *et al.*, 1975; Floret et Pontanier, 1982).

5. Il existe trois principaux modes biochimiques de photosynthèse: 1) les plantes en C<sub>3</sub> (cycle de Calvin) qui peuvent fonctionner dans une large gamme de températures optimales pour la photosynthèse (10 à 35°C), mais leur efficacité dans l'utilisation de l'eau est la plus faible; 2) les plantes en C<sub>4</sub> (fixent le CO<sub>2</sub> atmosphérique par la voie de Hatch, Slack et Kortschak, ou cycle en C<sub>4</sub> car le premier composé stable de la photosynthèse est un produit à 4 atomes de carbone) qui ont une meilleure efficacité dans l'utilisation de l'eau et qui photosynthétisent à une température optimale plus élevée de 5 à 10°C que les plantes en C<sub>3</sub>; 3) les plantes CAM (métabolisme acide crassulescent) ont une excellente efficacité dans l'utilisation de l'eau car elles absorbent le CO<sub>2</sub> à des heures où la demande évaporative est faible, mais leur vitesse de photosynthèse est peu rapide (Solbrig, 1977; Floret et Pontanier, 1982; Grouzis, 1988).

Parmi les mammifères les plus caractéristiques, on peut citer le coyote vivant en bandes de 10 à 12 individus et le puma. Parmi les reptiles, ce sont les crotales et les scorpions qui dominent. L'un des premiers programmes de recherche effectué dans la réserve de Mapimi fut celui entrepris pour sauver une espèce de tortue, endémique de la région, *Gopherus flavomarginatus*.

Cet inventaire faunistique est semblable à celui qui a été établi par divers auteurs pour d'autres régions du désert de Chihuahua (Conant, 1977; Morafka, 1977; Packard, 1977; Schmidly, 1977; Wauer et Ligon, 1977).

### 2.33. Activités humaines

La réserve de Mapimi est habitée par une population humaine très peu nombreuse estimée à une cinquantaine de personnes (Whyte et Burton, 1981), dont l'occupation principale et quasi-unique est l'élevage bovin extensif de temporal, ce qui constitue l'activité traditionnelle de la majeure partie du désert de Chihuahua. Celui-ci n'a jamais été cultivé, hormis les cultures réalisées dans les périmètres irrigués, lesquels représentent moins de 5% de la surface totale. Il s'agit donc d'un milieu relativement peu anthropisé et l'impact des activités humaines sur ces systèmes écologiques est surtout indirect, par l'intermédiaire de l'élevage qui est le paramètre le plus important susceptible d'influencer l'équilibre des écosystèmes.

La faiblesse de la population s'explique par la nécessité de disposer d'exploitations de grande étendue, de plusieurs milliers d'hectares, par suite des conditions imposées par le milieu. En effet, en fonction de la répartition des périodes pluvieuses et sèches, chaque tête de bétail se déplace en moyenne sur une superficie de 5,9 hectares pendant la période pluvieuse et post-pluvieuse (juin à octobre), et sur 8,6 hectares pendant le reste de l'année (période sèche), soit 14,5 hectares par tête et par année (Barral, 1988). Mais en fonction du type de formation végétale pâturée par le bétail, ce dernier chiffre varie de 9,4 ha par tête et par année dans les meilleurs pâturages jusqu'à 25 ha dans les plus mauvais. Il faut noter que ces **charges animales sont le plus souvent trop fortes**, car selon les années et les conditions pluviométriques, elles **représentent de 1,1 jusqu'à 3,3 fois celle supportable et admise pour ces milieux** (Barral, 1988).

Le bétail consomme préférentiellement deux graminées pérennes, *Hilaria mutica* et *Sporobolus airoides*, surtout pendant la période pluvieuse et post-pluvieuse. Durant la période sèche, les animaux sont obligés de consommer d'autres espèces, bien que moins appétentes : *Prosopis glandulosa*, *Flourensia cernua*, *Atriplex acanthocarpa*, *Bouteloua gracilis*. Lors des années à sécheresse très accentuée, les éleveurs alimentent le bétail avec des cactus du genre *Opuntia*, après avoir plus ou moins brûlé les épines. Au problème de nourriture du bétail, surtout pendant la période sèche, s'ajoute celui de l'abreuvement, sachant que le minimum quotidien est de 30 litres par bovin et que ce dernier ne doit pas se trouver à plus de 7 à 8 km du point d'abreuvement (Barral, 1988).

Il existe deux formes de propriété, le *rancho* et l'*ejido*. Ce dernier est une propriété collective, tandis que le *rancho* correspond à la propriété privée classique. Ces deux types de propriété résultent du démembrement des anciennes *haciendas* de plusieurs dizaines ou centaines de milliers d'hectares et, le plus souvent, ce sont les *ranchos* qui ont hérité des meilleures portions de ces dernières, alors que les *ejidos* n'ont récupéré que les parties les plus médiocres.

Le bétail bovin utilisé est une mosaïque génétique où domine la race Hereford, avec des races locales et rustiques dérivant de *Bos indicus*, comme Cébu et Santa Gertrudis, et des races d'introduction récente comme Aberdeen Angus. Du fait des conditions de milieu, cet élevage est orienté essentiellement vers la production de veaux destinés à l'exportation vers les Etats-Unis où ils sont engraisés. La prolificité annuelle par mère est de l'ordre de 60%, ce qui est tout à fait acceptable pour ce type d'exploitation, mais pourrait être amélioré (Morello et Camberos, 1979; Whyte et Burton, 1981).

D'une manière générale, cette forme d'utilisation des ressources naturelles renouvelables est très fortement dépendante des conditions climatiques, en particulier de la variabilité pluviométrique. C'est ainsi que lors des années à pluviosité excédentaire, l'éleveur a tendance à accroître son troupeau. Que survienne une année sèche ou à mauvaise répartition des pluies, ce qui se produit fréquemment, la surcharge animale devient trop importante. L'éleveur doit alors réduire impérativement et de manière drastique son troupeau, ce qui prend parfois des allures de catastrophe pour certains éleveurs car ils ne peuvent ensuite reconstituer leur cheptel. Ce scénario a malheureusement tendance à se répéter trop souvent dans cette région, du fait de l'imprévoyance des éleveurs et de leur mauvaise gestion des troupeaux et des zones de parcours (Delhoume, 1991).

### 3. CONCLUSION

Les vastes étendues uniformes qui constituent la majeure partie de la région de Mapimi forment **un paysage monotone**, dont l'uniformité est cependant interrompue localement par quelques collines et reliefs. **Les sols sont généralement peu différenciés**, avec localement, l'individualisation de **sols salsodiques**. La principale originalité de la couverture pédologique, lorsque la végétation est absente ou peu dense, est la présence d'une **croûte continue et imperméable** à la partie superficielle du sol, laquelle constitue une **discontinuité majeure à l'interface sol-atmosphère**.

A ce milieu physique relativement monotone s'oppose la **diversité du milieu vivant** qui se manifeste par l'existence d'un grand nombre d'espèces animales et surtout végétales, **adaptées aux conditions arides**. **La végétation se distribue spatialement de manière discontinue** : la couverture végétale ne couvre pas intégralement le sol, ce qui laisse des espaces totalement dénudés. La distribution de la végétation est généralisée à tout le paysage, ce qui lui permet d'occuper l'ensemble de l'espace et d'éviter une trop forte compétition entre les espèces.

Les conditions climatiques imposent au milieu des **contraintes d'aridité** qui se manifestent essentiellement par la faible disponibilité en eau combinée à des températures élevées. La pluviométrie annuelle, peu abondante, se concentre sur les quatre mois les plus chauds, lesquels correspondent à la période maximale d'activité végétale. D'où une forte évapotranspiration. Cette aridité climatique est fortement accentuée par la variabilité spatio-temporelle de la pluviométrie.

Les conditions et contraintes de ce milieu le rendent relativement hostile à l'homme. Celui-ci s'y est malgré tout adapté en développant une **activité de type essentiellement pastoral**. Mais les charges animales sont généralement trop fortes et la gestion des ressources naturelles renouvelables inadaptée aux contraintes.

**La région de Mapimi, par ses diverses caractéristiques, est un milieu aride typique.**

*Deuxième partie*

**ANALYSE DE LA COUVERTURE PEDOLOGIQUE  
DANS SON CONTEXTE GEOMORPHOLOGIQUE**





## INTRODUCTION

Les caractéristiques d'une entité représentative du Désert de Chihuahua ont montré que celle-ci, malgré une apparente uniformité du milieu physique, présentait une diversité du milieu vivant qui se traduit essentiellement par l'alternance de différentes unités élémentaires de paysage à l'aspect fortement contrasté.

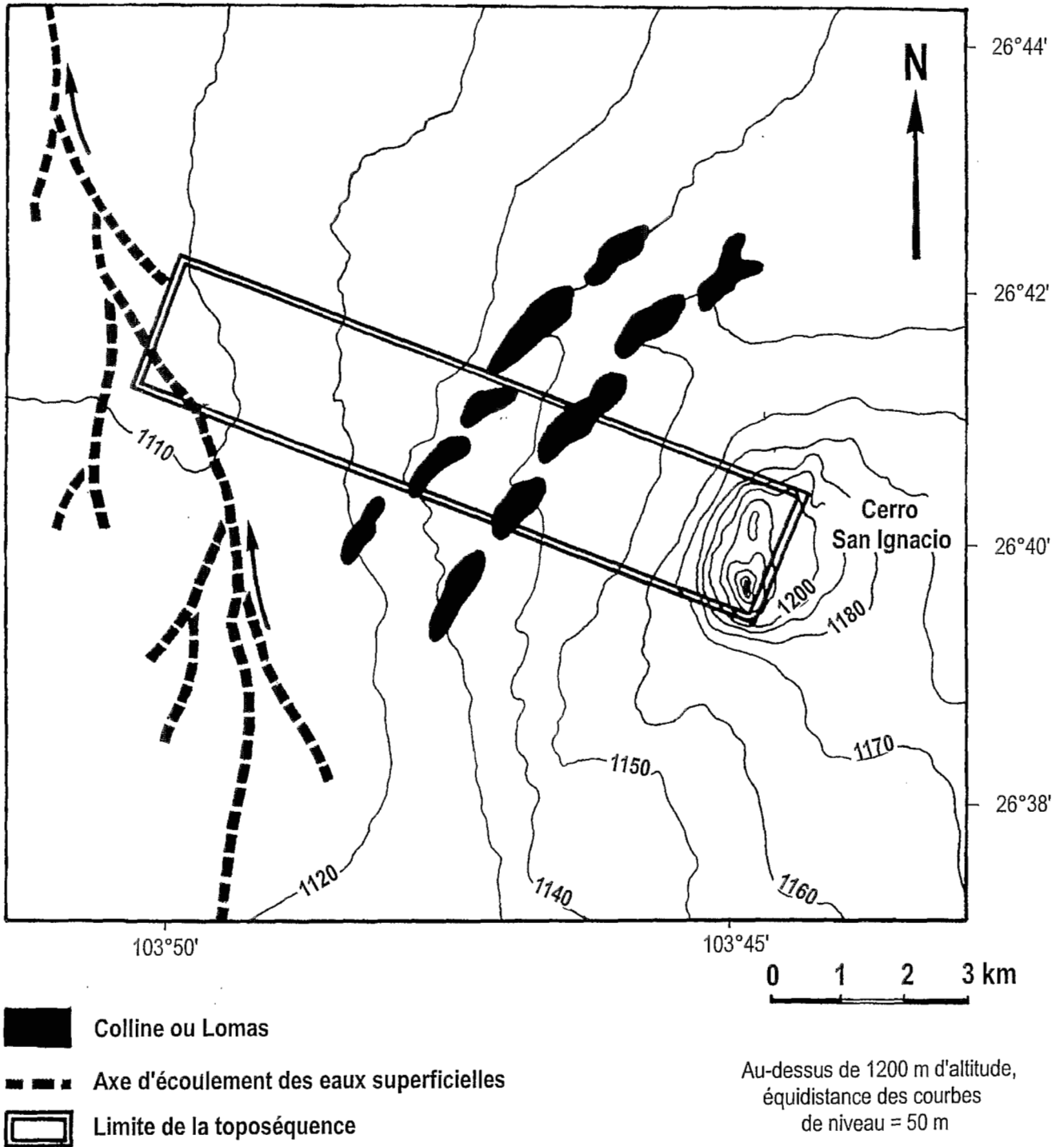
Chacune de ces unités élémentaires correspond à un ensemble homogène, défini et délimité par des caractéristiques propres (géomorphologie, pédologie, hydrologie, végétation). Leur distribution spatiale est essentiellement déterminée par la topographie, car, à une géoforme donnée correspond un ensemble de traits spécifiques de cette géoforme.

L'étude expérimentale du cycle de l'eau dans un tel milieu doit prendre en compte à la fois cette variabilité de la physionomie du paysage et la distribution relative des unités élémentaires. Pour cela, un compartiment de paysage englobant le maximum de celles-ci a été sélectionné afin qu'il soit le plus représentatif possible de la région aride étudiée, mais aussi de manière à ce qu'il corresponde à une unité fonctionnelle de paysage.

Le compartiment de milieu retenu est un système du type toposéquence, qui inclue de manière emboîtée le maximum de possibilités topographiques (zone haute, versant, zone basse), édaphiques et végétales, et qui correspond du point de vue fonctionnement hydrologique à un bassin versant.

Avant d'entreprendre l'étude expérimentale du cycle de l'eau le long de cette toposéquence, il est nécessaire de la décrire en détail, en particulier d'analyser la couverture pédologique dans son contexte géomorphologique, ainsi que les inter-relations entre les différentes unités élémentaires du paysage. Tel est l'objectif de cette deuxième partie.

Fig. II 1 - Localisation de la toposéquence d'étude dans son contexte géomorphologique



## CHAPITRE II

### CARACTERISTIQUES GENERALES DE LA TOPOSEQUENCE

#### 1. STRUCTURE

La toposéquence d'étude est localisée dans la partie centrale de la réserve de Mapimi. Elle forme un compartiment du paysage s'étendant sur 10 kilomètres de longueur, avec une largeur de l'ordre de 2 kilomètres. Cette toposéquence correspond à un ensemble ordonné dans l'espace selon un transect amont – aval incluant les géoformes emboîtées relief – versant – zone basse. Sur le plan du fonctionnement hydrologique, l'ensemble relief – versant correspond à un bassin versant. La topographie et une coupe géologique du secteur étudié sont schématisées sur les figures II.1 et II.2.

L'amont de la toposéquence est constitué par un relief, le *cerro San Ignacio*, culminant à 1475 m, à pentes fortes (plus de 15%), celles-ci diminuant rapidement dès que l'on passe dans le piedmont de ce massif où elles varient de 5 à 15%. On passe ensuite au versant ou *bajada*, correspondant à un glacis alluvio-colluvial à surface plane, dont la pente, régulière, décroît progressivement de 5% jusqu'à 1%. La régularité de ce versant est interrompue cependant par l'existence de petites collines isolées ou *lomas*, disposées en plusieurs lignes successives et discontinues de manière sub-parallèle aux courbes de niveau. L'aval de la toposéquence correspond à la zone basse ou *playa*, à pente inférieure à 0,5%. C'est dans cette *playa* qu'est localisé l'axe principal collecteur des eaux superficielles, lequel les concentre vers une *laguna* qui constitue le niveau de base du bassin versant hydrologique endoréïque dans lequel est située la toposéquence. Alors que les zones relief-piedmont et *playa* ont respectivement une longueur de 1 et 3 kilomètres, le versant s'étend sur 6 kilomètres. L'altitude décroît rapidement de 1475 à 1180 mètres dans la zone de *cerro* et son piedmont, puis faiblement ensuite jusqu'à 1115 mètres dans la zone de *bajada* et imperceptiblement jusqu'à 1105 mètres à l'aval, dans la *playa*. Le sommet des *lomas* domine de 15 mètres au maximum le niveau de base du versant sur lequel elles reposent.

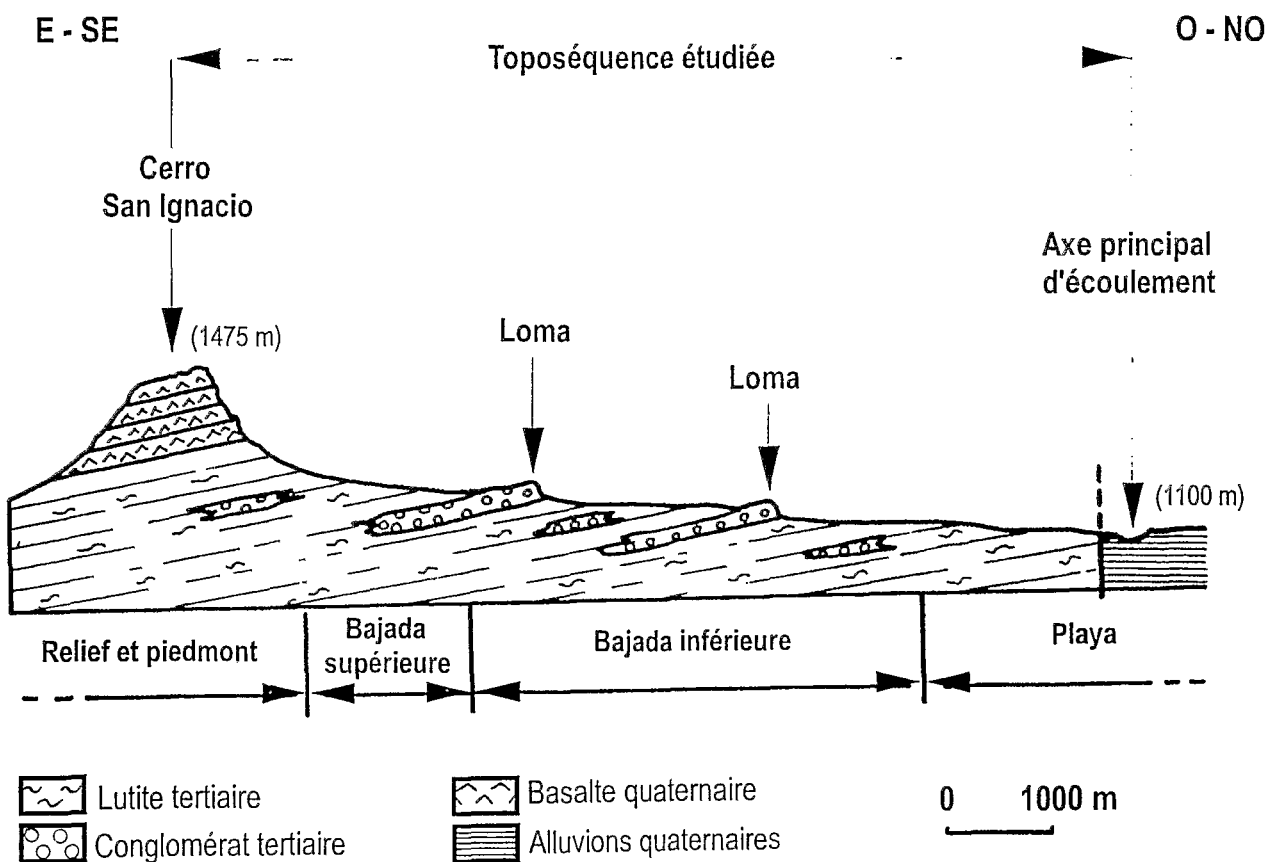
Le substratum du secteur est constitué pour l'essentiel par une formation tertiaire endoréïque laguno-palustre (formation *Las Quiotentas*), de type lutite avec localement des faciès sableux, dans laquelle s'interstratifient, d'une part, des conglomérats, d'autre part des matériaux volcaniques, l'ensemble étant affecté d'un faible pendage de l'ordre de 10° E (Bartolino, 1988). Alors que la lutite occupe les zones en dépression de la

*bajada*, les roches volcaniques forment le relief du *Cerro San Ignacio*, tandis que les conglomérats affleurent sous forme de *cuestas* correspondant aux *lomas*. Cette géomorphologie est le résultat de processus d'érosion différentielle sur ces matériaux de dureté différente.

L'aspect général du milieu (photos 1 à 4) se présente sous la forme schématisée par la figure II.3.

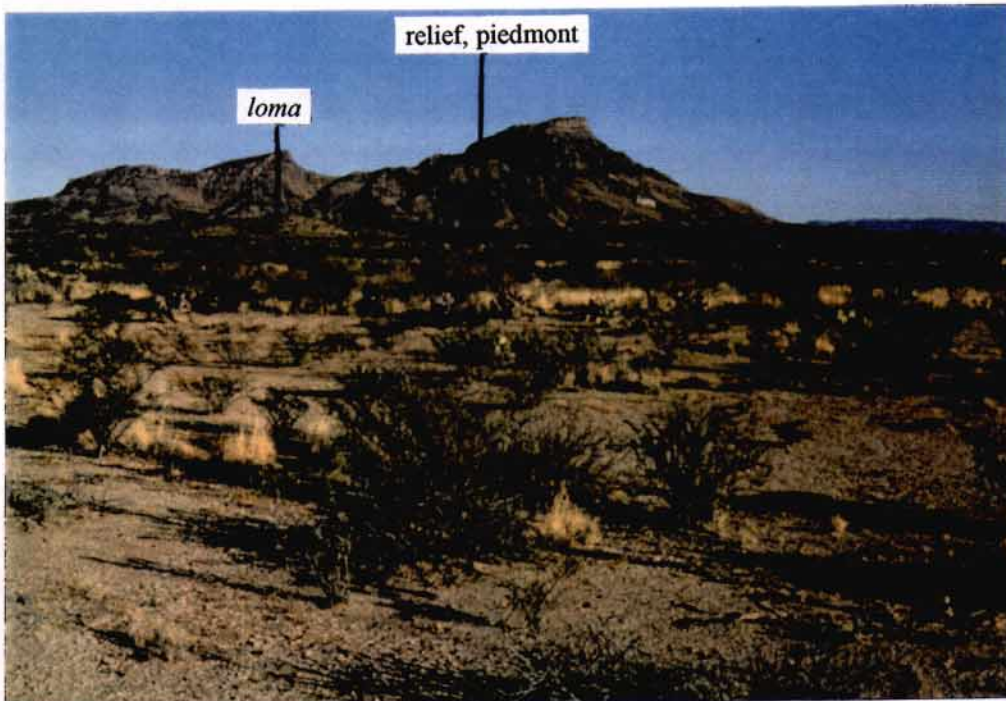
Le long de cette toposéquence, nous avons identifié sept unités principales de milieu, chacune d'elles correspondant à un **système écologique qui s'individualise par des caractéristiques propres de géomorphologie, de pédologie et de végétation**. Nous décrivons ci-dessous ces systèmes écologiques de l'amont vers l'aval en utilisant pour les sols la terminologie mise au point pour la légende FAO/UNESCO (1974, 1976), adaptée pour le Mexique (CETENAL, 1975, 1977; DETENAL, 1979). Tous les profils de sols étudiés dans le présent travail sont localisés et décrits en annexe avec leurs principales caractéristiques physico-chimiques et les méthodes d'analyses utilisées.

Fig. II 2 - Coupe géologique schématique de la toposéquence  
(d'après Bartolino, 1988)



## ASPECT DE LA TOPOSEQUENCE D'ETUDE

photo 1



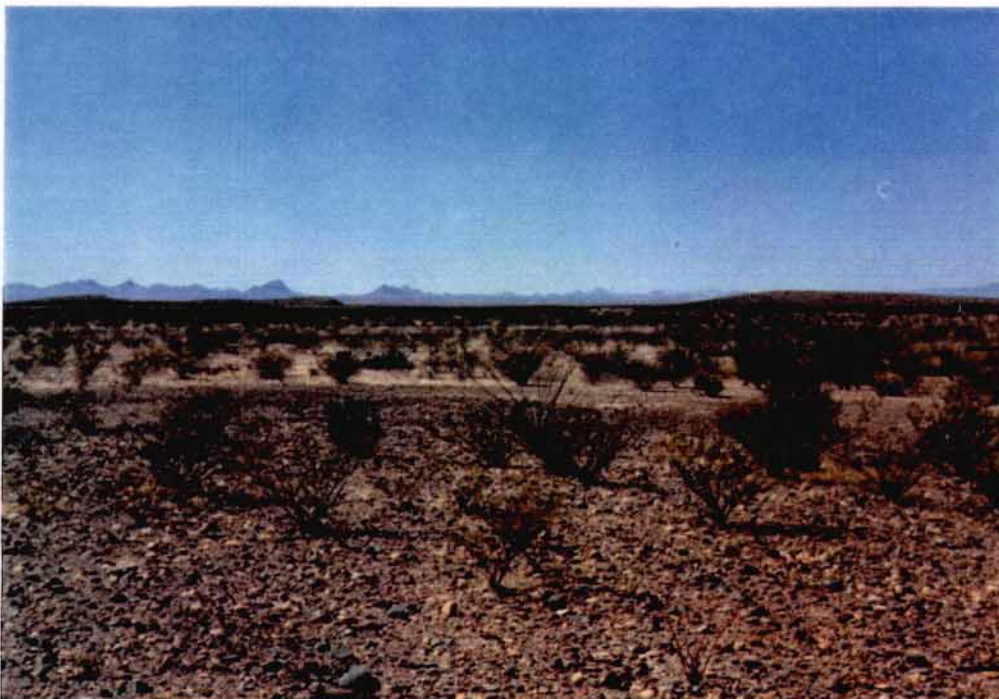
toposéquence  
vue de l'aval

— bajada supérieure

— aval de la  
bajada inférieure

J. Ducloux

photo 2



toposéquence  
vue de l'amont

— ligne de lomas

— bajada inférieure

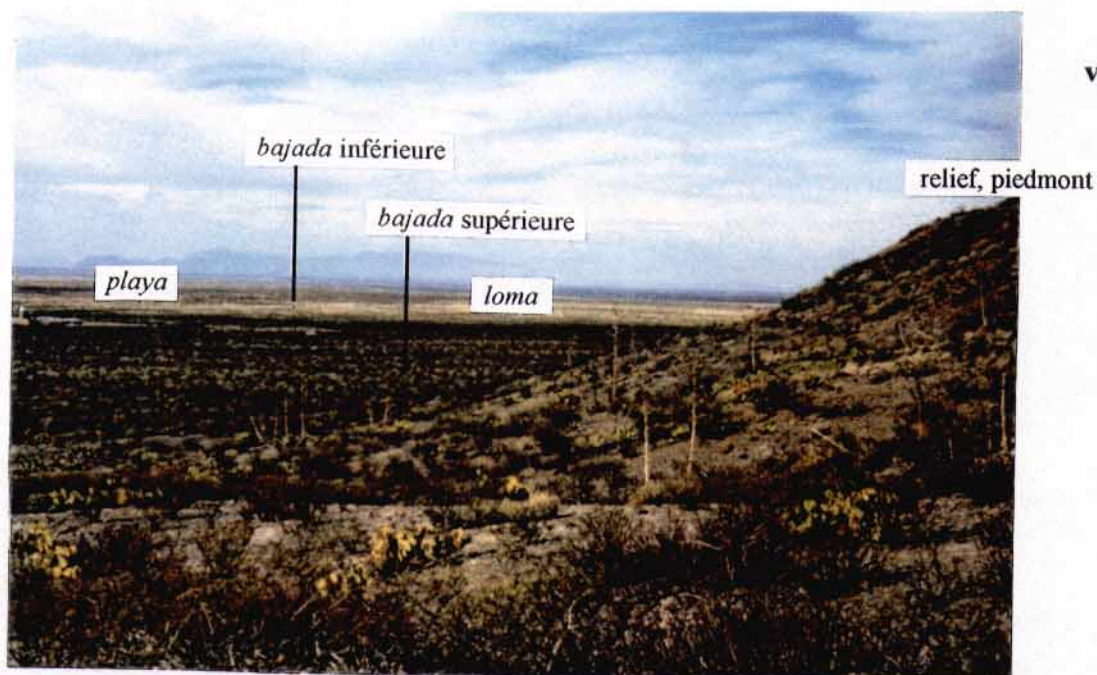
— amont de la  
bajada supérieure

J. Ducloux



## ASPECT DE LA TOPOSEQUENCE D'ETUDE

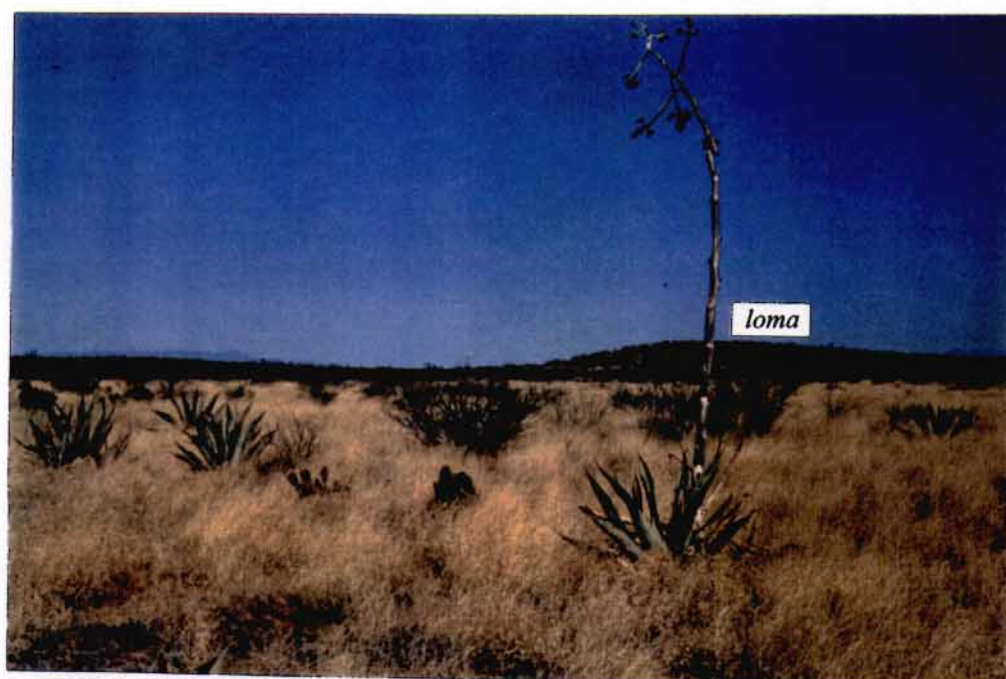
photo 3



toposéquence  
vue latéralement

J. Ducloux

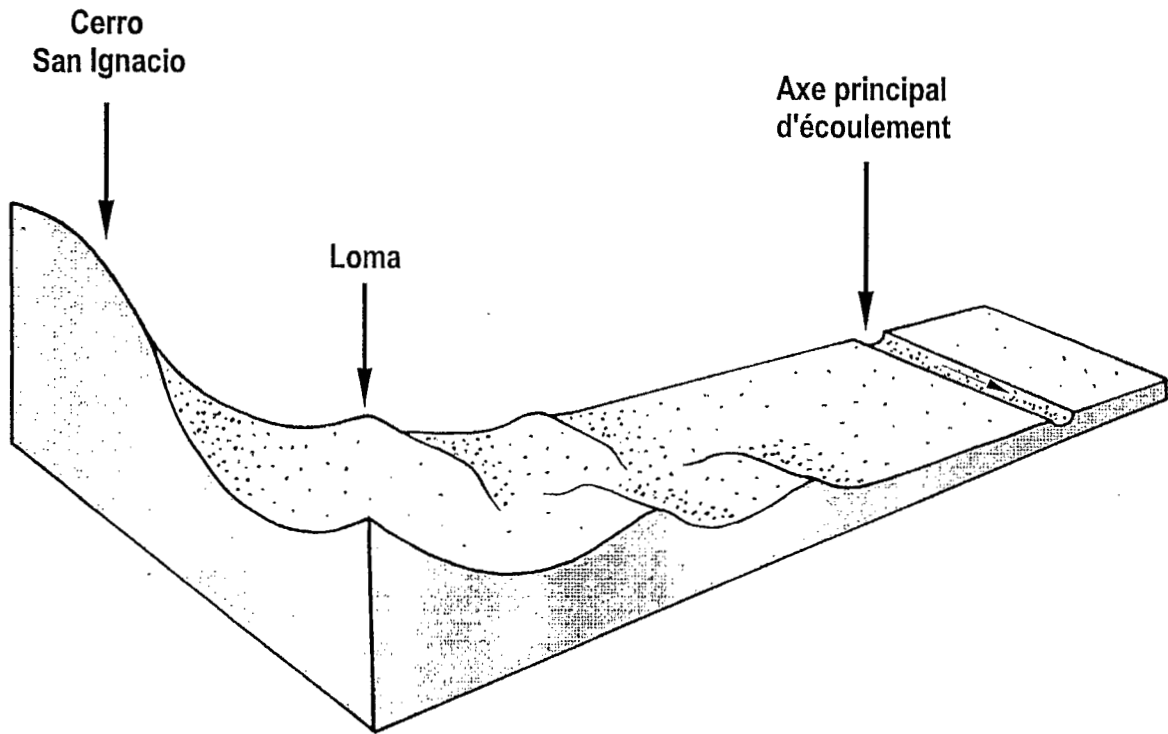
photo 4



vue d'une *loma* à  
partir du niveau  
de base de la  
*bajada inférieure*

J. Ducloux

Fig. II 3 - Aspect général de la toposéquence



## 2. LES DIFFERENTES UNITES DE MILIEU

### 2.1. ZONE AMONT

#### 2.1.1. Le relief

Une coulée de basalte forme le toit du *cerro San Ignacio*. Aucune bouche volcanique n'est visible à proximité et la présence de brèches volcaniques et de cinérites à la base de la coulée laisse supposer une émission interstratifiée dans la lutite sous forme de *sill*. La végétation est très peu abondante et très peu dense (moins de 10% de recouvrement), constituée surtout de ligneux hauts (*Fouquieria splendens*) et bas (*Larrea tridentata*), de succulentes (*Opuntia microdasys*) et de quelques herbacées.

D'une manière générale, les sols sont très peu épais, voire inexistants, car ils sont constamment rajeunis par l'érosion hydrique ou par la désagrégation physique des matériaux. Il s'agit de Lithosols sur roches dures (basaltes, brèches) et localement de Régosols sur colluvions caillouteuses. Dans les conditions actuelles, l'évolution pédogénétique de ce milieu est très réduite par suite de la faiblesse de l'altération physico-chimique, par la quasi-absence de végétation et par les fortes pentes ne permettant pas le maintien sur place des colluvions.



De manière très localisée et en position géomorphologique de chevron, sur les pentes les moins accentuées, on rencontre quelques poches d'horizons pédologiques d'un mètre d'épaisseur en moyenne qui se caractérisent essentiellement par un horizon à structure polyédrique nette et par une accumulation secondaire de carbonate de calcium en encroûtement massif, cette dernière témoignant d'une pédogenèse carbonatée relativement accentuée. Il s'agit de reliques de paléosols, de très faible extension spatiale, qui ont résisté à l'importante phase érosive du dernier pluvial quaternaire daté de 22000 à 11500 ans BP (Reeves, 1973; Wells, 1977; Gile *et al.*, 1981).

## 2.12. Le piedmont

Les roches constituant l'unité précédente subissent une désagrégation physique, en particulier sous l'effet des alternances de températures entre le jour et la nuit. Les produits de cette altération, blocs, cailloux, graviers, du fait des pentes fortes du *cerro*, ne peuvent rester sur place et viennent s'accumuler en contrebas, dans le piedmont du relief, là où les pentes moins fortes permettent la stabilisation de ces matériaux d'altération.

Les sols du piedmont (profils TR1 à TR4) se développent donc dans un matériau d'apport colluvial formant une couverture continue dont l'épaisseur décroît à mesure que l'on passe vers l'aval : de 3 à 4 mètres à l'aplomb du relief, elle ne dépasse pas un mètre à l'aval de l'unité. La taille des différents éléments constituant les colluvions diminue fortement de l'amont vers l'aval, passant des blocs de grande dimension (plus d'un mètre) et des pierres de plusieurs décimètres de diamètre ou de longueur, à des éléments de taille plus réduite, de moins de 10 centimètres. L'ensemble de ces matériaux a été déposé par apports successifs, comme le soulignent les lits de colluvions interstratifiées que l'on observe localement. Ce matériel colluvial repose directement sur le substratum constitué de lutite, non ou très peu altérée, se présentant sous forme de fragments irréguliers dont la taille ne dépasse pas quelques centimètres. Localement, cette lutite présente un faciès gréseux.

Les sols sont plus épais que ceux du *cerro*, mais la différenciation pédogénétique est encore très limitée, et, en particulier, il n'y a pas de structuration pédologique. La texture de la terre fine du matériel colluvial est grossière à moyenne, avec une faible teneur en argile granulométrique qui ne dépasse pas 15%. Le taux de matière organique est inférieure à 1%. La structure est le plus souvent du type particulaire, mais avec localement une tendance à une structure polyédrique mal exprimée. D'une manière générale, on observe dans tous les sols de cette unité une redistribution secondaire de carbonate de calcium, sous forme discontinue en petites taches et traînées millimétriques. Localement, cette redistribution est diffuse, donnant une cohésion plus forte au matériau. Cette redistribution augmente légèrement d'intensité de l'amont vers l'aval de cette unité, mais dans l'ensemble, elle reste peu importante.

Ces sols correspondent à des Régosols, à phase calcaire plus ou moins accentuée, développés dans des colluvions de taille grossière à moyenne et reposant sur la lutite sous-jacente. L'organisation du matériel colluvial présente de nombreux vides et interstices, ce qui permet une pénétration facile et relativement profonde du système racinaire. Aussi, peut-on noter une végétation légèrement plus abondante (recouvrement de 10 à 15%) mais avec la même structure et des espèces identiques que pour l'unité précédente.

## 2.2. ZONE DE VERSANT

Le passage de la zone de relief au versant se note dans le paysage par une discontinuité topographique nette qui se traduit par une rupture de pente, laquelle provoque une **modification des écoulements hydriques superficiels**. Alors que dans le relief et son piedmont ceux-ci se font toujours par **incision linéaire** sous forme de petites ravines plus ou moins encaissées, dans la zone de versant, les écoulements superficiels se font majoritairement de **manière diffuse, en nappe**.

### 2.2.1. La bajada supérieure

Il s'agit de la partie haute du versant où la pente décroît régulièrement de 5 à 2%, et où l'on distingue encore un léger réseau hydrographique, mais très peu marqué.

Cette unité s'individualise par son type de végétation, qui correspond à une formation naturelle de succulentes constituée quasi uniquement de cactus de l'espèce *Opuntia rastrera*, l'ensemble de la végétation ayant un recouvrement global de 15 à 25%.

Les sols (profils TR5 à TR11) se développent là aussi dans un matériel colluvial mais qui est beaucoup moins grossier que précédemment. Il s'agit essentiellement de graviers de moins de 2 cm et de quelques pierres de 2 à 5 cm. Cette couverture colluviale continue a une épaisseur moyenne de 0,80 à un mètre, mais localement, on rencontre encore à ce niveau des colluvions plus grossières, pierres et cailloux de 2 à 20 cm, de manière discontinue et très localisée sous forme de lentilles et de poches de un à deux mètres d'épaisseur. Ces colluvions reposent sur la lutite peu altérée, en fragments irréguliers, celle-ci présentant localement un faciès gréseux, et parfois des microcristaux de gypse et des sels mis en évidence par une conductivité électrique pouvant atteindre  $10 \text{ mS cm}^{-1}$ .

La différenciation pédologique est plus accentuée que pour l'unité précédente, ce qui se traduit, en particulier, par une structure fragmentaire de type polyédrique fin, plus ou moins nette mais qui est présente pour l'ensemble de l'unité, et qui se développe surtout dans les horizons de surface jusqu'à 80 cm de profondeur au maximum. On observe là aussi des redistributions secondaires de carbonate de calcium sous forme discontinue en taches et bandes de quelques millimètres, mais ces redistributions ne sont pas présentes de manière continue de l'amont à l'aval de l'unité. D'une manière générale, là où ces accumulations carbonatées sont présentes, elles sont plus intenses et plus développées que pour les sols de l'unité précédente. La texture de la terre fine du matériel colluvial est moyenne, avec une teneur en argile n'excédant pas 20% en général, celle-ci pouvant atteindre localement 24 à 27%. La teneur en matière organique est généralement inférieure à 1%.

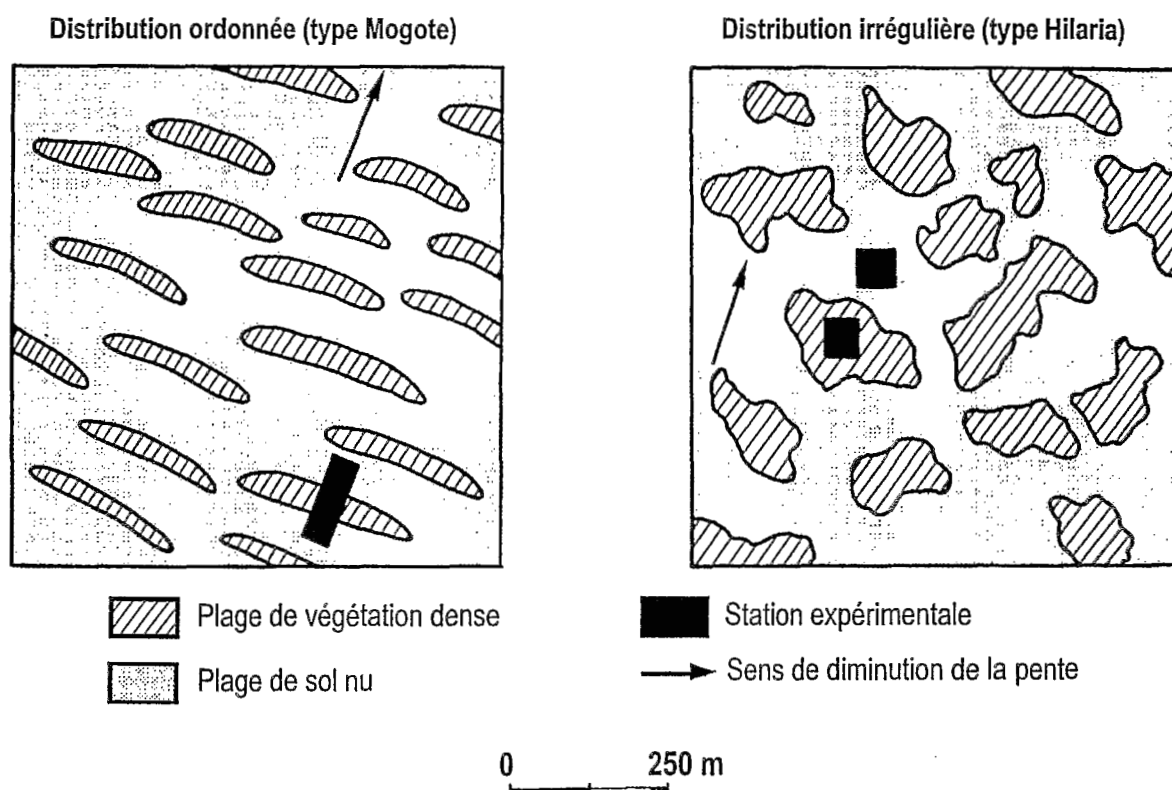
Les sols sont des Yermosols modaux, certains à phase calcaire, développés dans des colluvions de taille moyenne à fine (de quelques cm à quelques dizaines de cm), reposant sur la lutite non ou peu altérée. Mais beaucoup de sols de cette unité restent au stade Régosol, comme pour l'unité précédente, et ainsi, on rencontre dans la *bajada* supérieure tous les intergrades possibles allant du Régosol au Yermosol.

## 2.22. La bajada inférieure

La pente devient très faible, de l'ordre de 1% et parfois, localement, elle est inférieure à cette valeur, de sorte que le réseau hydrographique ne se distingue plus. Cette zone se subdivise en trois unités bien individualisées, soit par l'aspect particulier sous lequel se distribue la végétation, comme pour les formations complexes de *Mogote* et pour les formations herbeuses à *Hilaria*, soit par la topographie, comme pour les zones de *lomas*, ces unités se succédant dans cet ordre de l'amont vers l'aval.

Fig. II 4 - Schéma du mode de distribution spatiale de la végétation dans la Bajada inférieure

(établi d'après photographies aériennes au 1 / 10000)



La caractéristique principale de la **végétation** de la zone d'étude est sa **distribution spatiale discontinue**, ce qui est général pour l'ensemble du milieu aride nord-mexicain. En effet, la couverture végétale n'est pas répartie uniformément dans l'espace, mais elle se distribue de manière contractée sous forme de plages plus ou moins denses alternant avec des zones de sol nu totalement dépourvues de végétation, ce qui est particulièrement net dans la zone de *bajada* inférieure. Ces plages végétales et ces zones de sol nu sont plus ou moins étendues et leur proportion relative est très variable. Schématiquement, il est possible de distinguer deux modes de distribution spatiale des plages végétales par rapport aux zones de sol nu (fig. II.4) :

1) d'une part, un mode de distribution de **type ordonné** : toutes les plages végétales ont la même forme et des dimensions semblables, et elles se répètent régulièrement dans l'espace. Tel est le cas des formations appelées localement *Mogote*.

2) d'autre part, un mode de distribution de **type irrégulier** : les plages végétales ont des formes et des dimensions variables, et elles se répètent sans aucune régularité dans l'espace. Tel est le cas des formations herbeuses à *Hilaria mutica*.

#### 2.221. Les formations de *Mogote*

Cette unité correspond à une formation végétale complexe du type *brousse-tigrée* ou *vegetation-arc*. Elle se présente sous forme d'une alternance de bandes ou arcs de végétation dense et de zones de sol nu, l'ensemble obéissant à une répétitivité et à une régularité dans l'espace (photos 5 à 8). Les bandes végétales ont de 20 à 50 mètres de largeur sur 150 à 300 mètres de longueur et sont séparées par des zones de sol nu (fig. II.4). Les bandes végétales sont disposées en quinconce dans le paysage, de telle sorte que leur grand axe est toujours orienté perpendiculairement à la pente et que l'amont d'une zone sans végétation est toujours occupé par une bande végétale (Cornet *et al.*, 1987; Delhoume, 1988; Cornet *et al.*, 1992).

D'amont en aval et transversalement aux bandes végétales, on observe la succession suivante de milieux qui se répètent régulièrement (fig. II.5) :

1) un espace inter-bande amont, formé de deux zones successives (photos 9 et 10) :

- une zone de transit, sans aucune végétation, de plusieurs dizaines de mètres de largeur, où la surface du sol forme une **croûte d'érosion**<sup>1</sup>, lisse et **quasi imperméable**, sur laquelle reposent de très nombreux petits graviers dont la taille ne dépasse pas un centimètre, avec un recouvrement de 60 à 80% (photo 9). Une telle organisation constitue un milieu très favorable au ruissellement hydrique superficiel.

- une zone pionnière succédant vers l'aval à la précédente, de 5 à 10 mètres de largeur, où la surface du sol, sans aucun recouvrement d'éléments grossiers, correspond à une **croûte de décantation** (photo 9). Celle-ci présente une **importante fissuration** mais très peu profonde (quelques mm) qui délimite des plaquettes polygonaux de quelques millimètres d'épaisseur et de plusieurs centimètres de côté, dont les bords sont relevés sous l'effet de la dessiccation. Cette fissuration de surface est présente durant toute l'année, sauf pendant les périodes pluvieuses où elle disparaît. Mais dès la fin d'une averse, elle se reconstitue très rapidement (24 à 48 heures) si ne survient pas une nouvelle pluie. Cette morphologie de la surface du sol favorise le piégeage des graines et donc leur germination ultérieure, d'où le nom donné à cette zone. Mais la fissuration superficielle permet aussi une meilleure infiltration de l'eau à ce niveau, et donc une meilleure croissance des espèces végétales qui ont été piégées. Il en résulte une colonisation progressive de cette zone pionnière par la végétation qui couvre le sol à 5-10% et dont les principales espèces sont *Tridens pulchellus*, *Bouteloua barbata*, *Sida leprosa*.

---

1. Nous utilisons les termes définis par Casenave et Valentin (1989) et la terminologie mise au point par ces auteurs pour décrire les états de surface du sol.

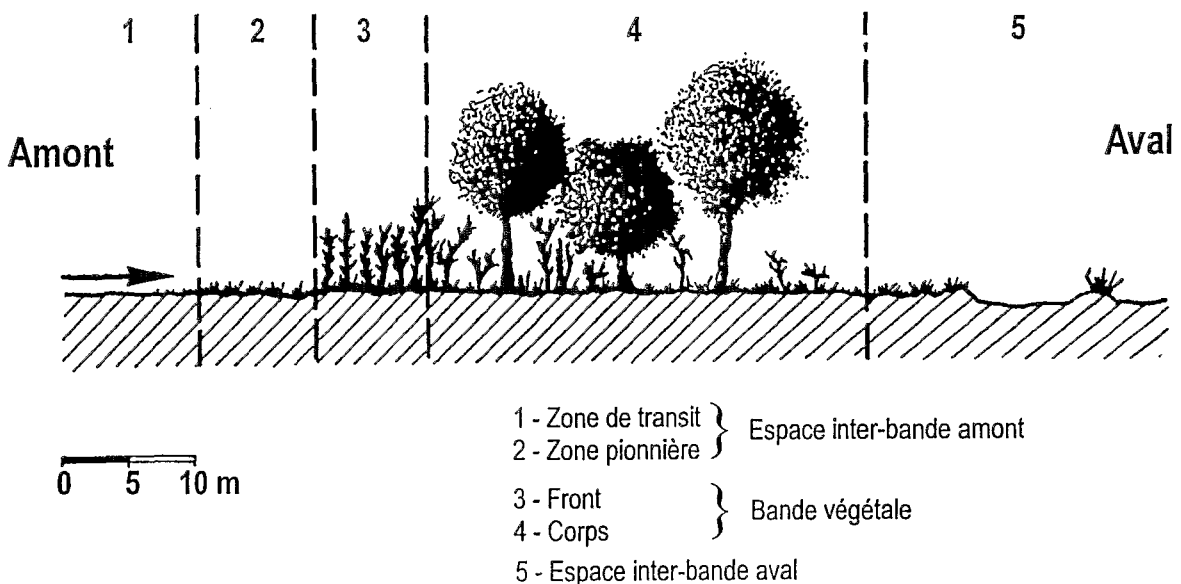
2) la bande végétale proprement dite où se succède d'amont en aval :

- le front de la bande végétale, de 5 à 10 mètres de largeur, constitué par une strate arbustive ne dépassant pas deux mètres de hauteur, où domine largement *Flourensia cernua*, et une strate herbacée quasi monospécifique de *Hilaria mutica*, l'ensemble ayant un recouvrement de 50 à 70%.

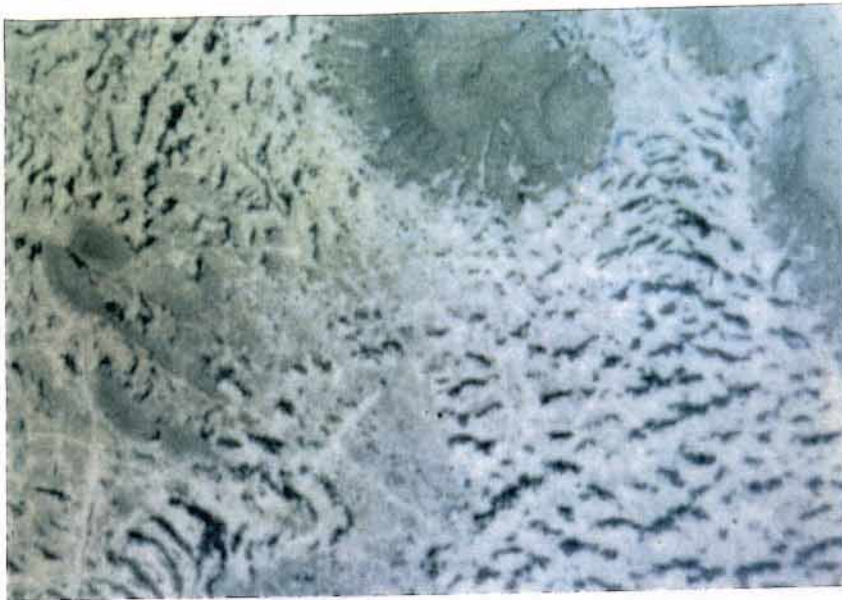
- le corps de la bande végétale, de 20 à 40 mètres de largeur, formé par une strate arbustive dense atteignant 3 à 4 mètres de hauteur et très variée en espèces, et une strate herbacée constituée là aussi presque uniquement de *Hilaria mutica*. Les principales autres espèces sont *Aloysia lycioides*, *Panicum allii*, *Lippia graveolens*, *Flourensia cernua*, *Acacia constricta*, *Prosopis glandulosa*. Le recouvrement global de la couverture végétale est de 60 à 80% dans la moitié amont et il décroît ensuite progressivement pour n'atteindre que 50% à l'aval de cette zone, où le nombre d'espèces diminue et où apparaissent des touffes herbacées dépérissantes et des arbustes morts.

3) un espace inter-bande aval (photo 11), de quelques dizaines de mètres de largeur, où la surface du sol forme une **croûte d'érosion**, continue et imperméable recouverte de quelques éléments grossiers. La végétation est pratiquement absente, sauf quelques cactacées, des touffes en mauvais état de *Hilaria* et des restes d'arbustes morts. Il s'agit d'une zone de sénescence de l'arc végétal. Cet espace inter-bande aval passe progressivement à l'espace inter-bande amont de la bande végétale suivante.

Fig. II 5 - Coupe transversale d'une bande végétale de Mogote  
(d'après Cornet et al., 1987)



**UNITE DE MILIEU *MOGOTE* (BROUSSE TIGREE) - REGION DE MAPIMI**



**photo 5  
vue aérienne  
verticale**

photo aérienne      échelle : 1/27000



**photo 6  
vue  
aérienne  
oblique**

J.P. Delhoume

échelle au centre de la photo : 1/18000

**photo 7  
vue  
aérienne  
oblique**



J.P. Delhoume

échelle au centre de la photo : 1/18000



UNITE DE MILIEU *MOGOTE* (BROUSSE TIGREE)

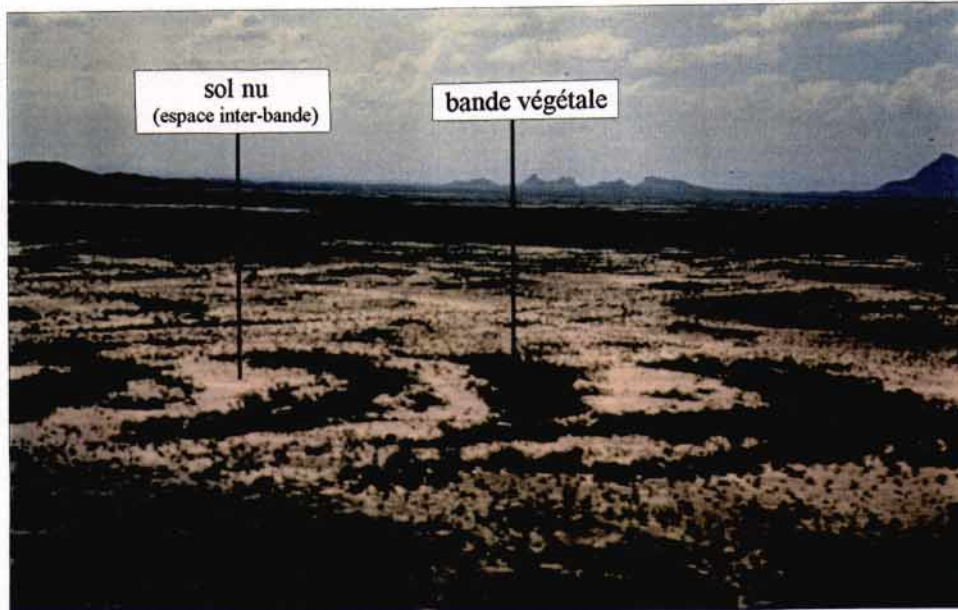
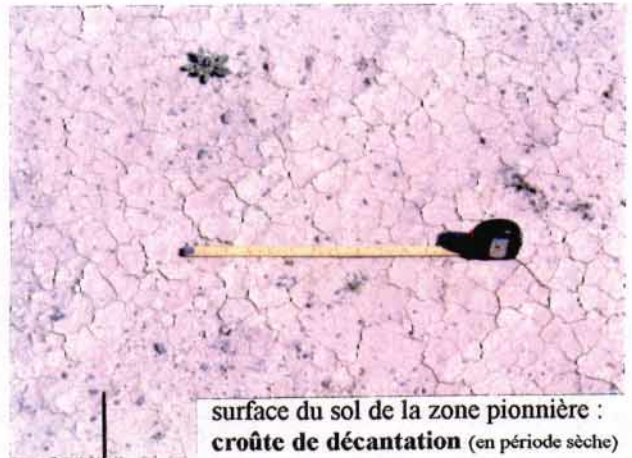


photo 8  
alternance  
bande végétale  
- sol nu

A. Cornet



surface du sol de la zone de transit amont : **croûte d'érosion** avec couverture de graviers (en période sèche)



surface du sol de la zone pionnière : **croûte de décantation** (en période sèche)

zone de transit amont (sol nu)

zone pionnière



front de la bande végétale

photo 9  
espace inter-bande amont (vue latérale) (période des pluies)

J.P. Delhoume

accumulation d'eau après une pluie au contact avec l'amont de la bande végétale



# UNITE DE MILIEU *MOGOTE* (BROUSSE TIGREE)

**photo 10**  
**espace inter-bande amont**  
(vue latérale)  
(période sèche)  
(même prise de vue que la photo 9)

zone de transit amont (sol nu)

zone pionnière



front de la bande végétale

J.P. Delhoume



bande végétale

aval de la bande végétale

dénivellation de la surface du sol

**photo 11**  
**bande végétale**  
**vue de l'aval**

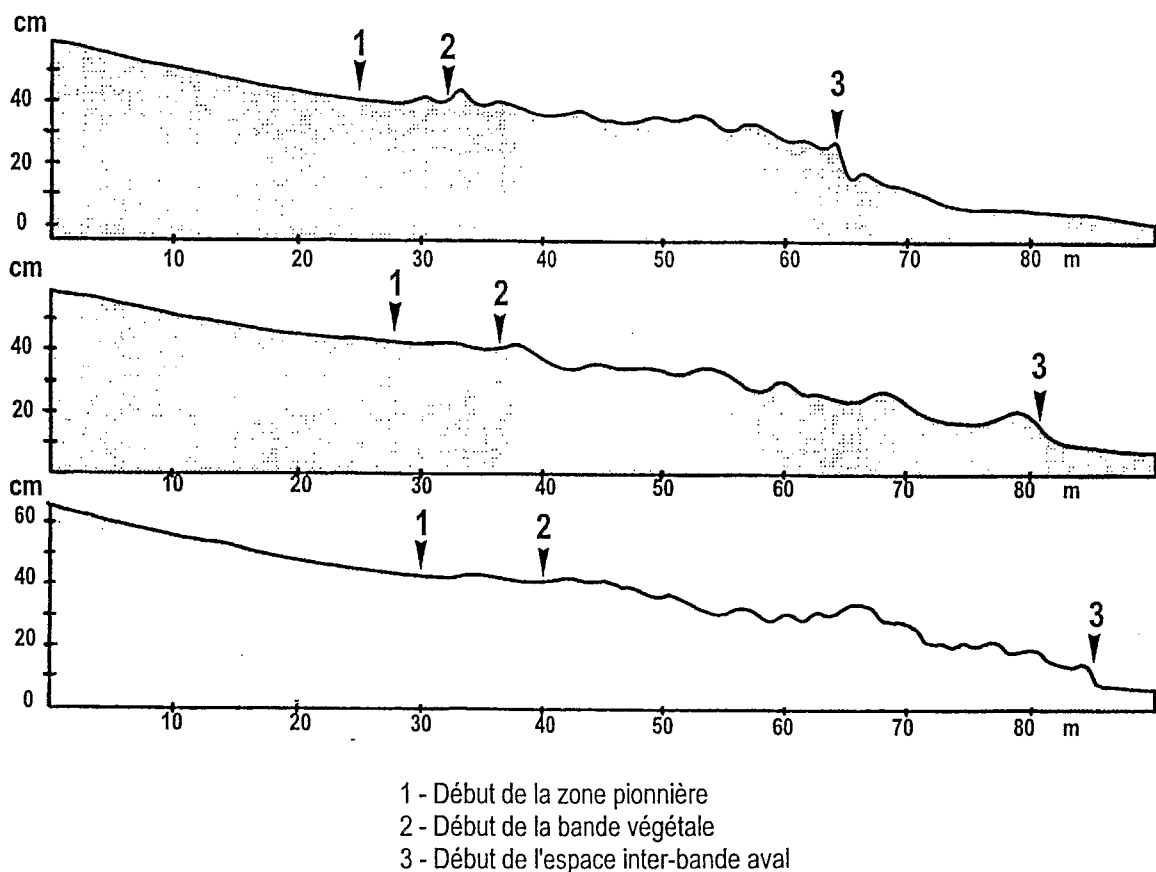
J.P. Delhoume

surface du sol de l'espace inter-bande aval : croûte d'érosion



Un relevé microtopographique détaillé (tous les 0,5 m) effectué le long de trois transects orienté perpendiculairement au grand axe de trois bandes végétales différentes, montre que la pente n'est pas uniforme de l'amont à l'aval de cette unité (fig. II.6). Ainsi, c'est dans la zone de transit amont que la pente, comprise entre 0,7 et 0,9%, est la plus accentuée, alors que dans la zone pionnière elle n'est plus que de 0,3 à 0,4%. Dans ces deux parties amont du *Mogote*, la pente est régulière sans aucun microrelief, avec toutefois un léger bombement dans la partie médiane de la zone pionnière. La pente transversale générale de la bande végétale est de 0,5 à 0,6%, mais ce qui caractérise l'ensemble de la surface du sol de la bande végétale, c'est l'existence d'un **microrelief** constitué de **buttes correspondant aux touffes herbacées d'*Hilaria*** qui dominant d'une dizaine de centimètres des **espaces dénudés inter-touffes en creux**. Le passage à l'espace inter-bande aval se fait par une dénivellation brutale de 10 à 15 cm, très nette, correspondant à une reprise d'érosion (photo 11). La pente redevient alors régulière, sans microrelief, et elle augmente progressivement jusqu'à atteindre la même valeur que celle de la zone de transit amont à mesure que l'on passe à l'espace inter-bande amont suivant.

Fig. II 6 - Microtopographie transversale de trois bandes végétales de Mogote



Les sols de ces systèmes *Mogote* (profils DEL B, MOG 1 à 4) présentent un profil relativement différencié. L'horizon A, de 10 cm d'épaisseur en moyenne et de couleur beaucoup plus claire que les autres horizons, possède une structure polyédrique émoussée qui est localement grumeleuse. Au-dessous, s'individualise un horizon B de 50 à 60 centimètres d'épaisseur fortement structuré : la structure est polyédrique, très nette et généralisée, et localement, surtout dans la moitié inférieure de cet horizon, une surstructure prismatique plus ou moins nette s'est développée. A 100–120 cm de profondeur apparaît la roche-mère, constituée de lutite qui présente parfois des microcristaux de gypse. Le passage à celle-ci se fait par un horizon d'altération de la lutite, de 20 à 30 cm d'épaisseur, caractérisé par une structure massive et par un bariolage de couleur et où se distinguent quelques petits fragments polyédriques de lutite non altérée. La teneur en argile granulométrique, de l'ordre de 15% dans l'horizon de surface, varie de 30 à 40% dans l'horizon structuré et de 18 à 25% dans le niveau d'altération de la lutite. Les redistributions secondaires sont pratiquement inexistantes à ce niveau de la toposéquence. La lutite présente une salinité d'origine lithologique avec une conductivité électrique atteignant 4 à 6 mS cm<sup>-1</sup>. De manière extrêmement localisée, les sols de *Mogote* se développent dans des poches de matériel grossier (graviers, cailloux, pierres) colluvionné. Dans ce cas, le profil de sol est très peu différencié, en particulier l'horizon B est inexistant.

**La couverture pédologique ne présente pas de discontinuités ou de variations majeures entre les bandes végétales et les espaces dénudés inter-bandes.** On trouve en effet dans les deux milieux les mêmes successions d'horizons avec une même morphologie. C'est essentiellement sous l'influence du couvert végétal que se modifient quelques caractéristiques du sol, mais uniquement dans la partie superficielle de celui-ci. Ainsi, le taux de carbone organique est nettement plus élevé dans le sol des bandes végétales que dans celui des espaces inter-bandes (tableau II.1). Cette augmentation n'est notable que pour les 25 centimètres superficiels du sol et au-dessous, on retrouve des teneurs comparables dans les deux milieux. Il faut noter que ce taux de carbone organique, pour la partie superficielle du sol de l'espace inter-bande amont, atteint à peine la moitié de ce qu'il vaut dans l'espace inter-bande aval, ce qui laisse supposer qu'il y avait plus ou moins récemment dans ce dernier une couverture végétale plus abondante que celle qu'il y existe actuellement.

Tableau II.1 – TENEUR EN CARBONE ORGANIQUE DU SOL  
DE L'AMONT À L'AVAL D'UN *MOGOTE*  
(en % de la terre fine; chaque valeur est la moyenne de trois analyses)

profondeur (cm)	espace inter-bande		bande végétale			espace inter-bande
	amont	zone pionnière	amont	milieu	aval	aval
0–12	0,20	0,34	1,22	1,12	0,99	0,43
12–24	0,32	0,29	0,40	0,47	0,42	0,35
24–36	0,26	0,26	0,38	0,36	0,38	0,26
36–48	0,22	0,24	0,26	0,28	0,24	0,24
48–60	0,20	0,20	0,22	0,22	0,20	0,20

Le rapport C/N du sol des bandes végétales, qui varie de 19 à 24 dans les douze centimètres superficiels, indique un humus peu évolué, ce qui laisse supposer des apports fréquents de matière organique fraîche au sol. Au-dessous de douze centimètres, le rapport C/N devient très bas, inférieur à 10. Pour le sol des espaces inter-bandes amont et aval, ce rapport C/N varie de 7 à 10, de haut en bas du profil.

La plus forte teneur en humus du sol des bandes végétales favorise, dans les 10 à 15 centimètres superficiels, l'existence d'une structure plus fine et plus arrondie qui améliore les propriétés physiques du sol : meilleure aération, meilleure porosité et augmentation de la perméabilité. C'est aussi en fonction de ce taux de matière organique que la classification des sols des formations de *Mogotes* est différente selon leur localisation. Ainsi, dans les bandes végétales, il s'agit d'un Xérosol modal alors que dans les espaces inter-bandes il s'agit d'un Yermosol modal, les deux types de sols étant développés dans un matériel d'apport alluvial-colluvial, de texture fine, qui repose sur la lutite sous-jacente.

#### 2.222. Les formations herbacées à *Hilaria*

Aux formations de *Mogote* succèdent vers l'aval des formations herbacées constituées quasi-uniquement d'une seule espèce, *Hilaria mutica*, graminée pérenne de type C<sub>4</sub>. Cette strate herbacée où l'on note la présence de quelques cactacées du genre *Opuntia*, présente quelques rares arbustes dont *Prosopis glandulosa* est l'espèce la plus fréquente. Le recouvrement végétal global varie de 40 à 60%, mais localement *Hilaria* devient très abondante et forme une strate quasi-continue qui peut approcher localement 100% de recouvrement (Montana, 1988b).

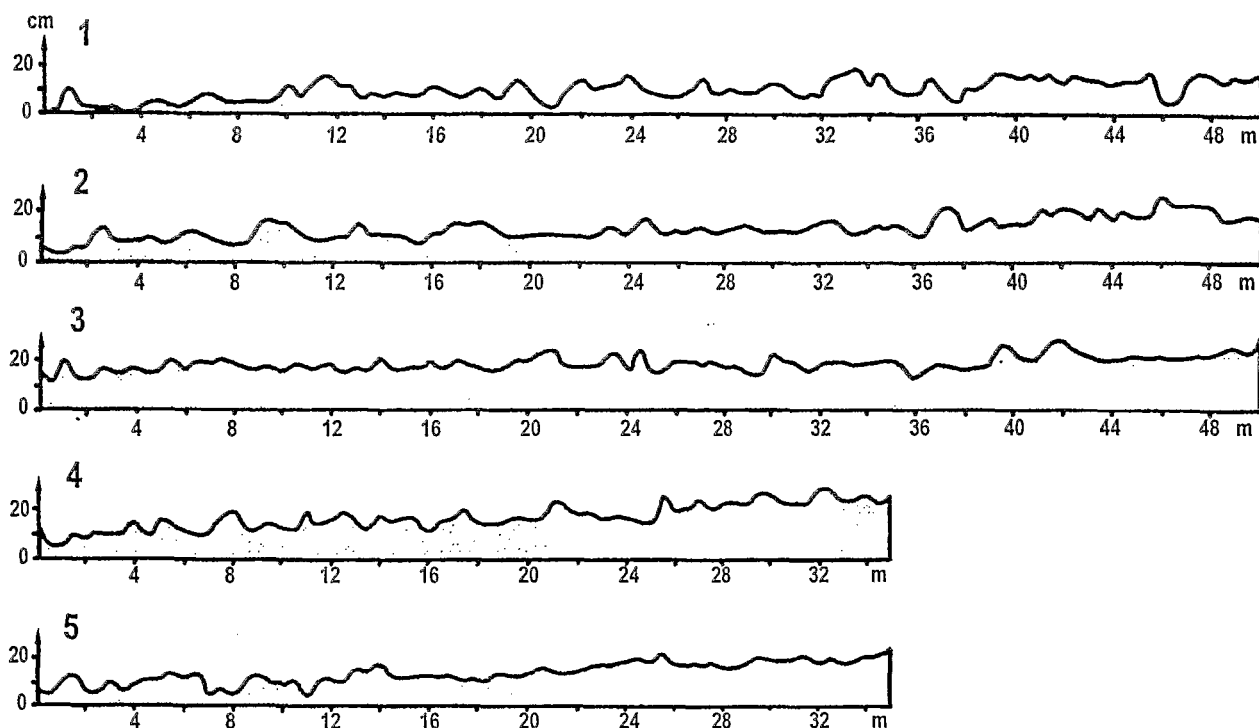
L'ensemble de cette unité, qui correspond au mode de distribution irrégulier de la végétation (fig. II.4), est constitué par l'alternance de plages végétales denses (photos 12 et 14) et d'espaces totalement dépourvus de végétation, appelés *peladeros* (photo 16) :

- les plages de végétation dense ont des formes variables et une superficie allant de plusieurs dizaines à plusieurs centaines de mètres carrés. A l'intérieur de ces plages végétales, *Hilaria* se distribue sous forme de touffes de quelques décimètres de diamètre, formant des buttes de 5 à 10 centimètres de hauteur, qui alternent avec des espaces inter-touffes adjacents, en dépression et dépourvus de toute végétation (photos 13 et 15). Il en résulte un microrelief caractéristique, mis en évidence par des relevés microtopographiques détaillés (fig. II.7), et qui est très semblable au microrelief présent dans les bandes végétales du *Mogote* (fig. II.6). L'existence de ce **microrelief favorise**, lors des phases pluvieuses, des **stagnations temporaires d'eau en surface du sol dans les espaces inter-touffes**.

- les *peladeros* ont des formes et des dimensions comparables à celles des plages végétales, et leur surface est constituée uniformément d'une **croûte d'érosion** (photo 17).

Si l'espèce *Hilaria* a une vaste aire de distribution (des zones hautes aux zones basses), elle se concentre plus spécialement sous forme de plages plus ou moins denses dans les *bajadas* où le ruissellement est diffus (Montana, 1988b), c'est-à-dire dans les zones à pente très faible (moins de 1%), en particulier à l'amont immédiat des petites collines, ou *lomas*, qui perturbent la monotonie de la topographie à ce niveau du versant. Ce sont les contre-pentes induites par ces *lomas*, qui, combinées à la faible pente et au microrelief de ces formations à *Hilaria*, expliquent les stagnations temporaires d'eau qui peuvent être observées dans cette unité, celle-ci se trouvant en fait en pseudo-position de dépression endoréïque.

Fig. II 7 - Microtopographie d'une plage végétale de *Hilaria*



(les transects 1, 2, 3 sont parallèles entre eux et équidistants de 10 m ; les transects 4 et 5 sont perpendiculaires aux précédents et sont situés à 15 m l'un de l'autre)

L'étude de plusieurs profils de sols de cette unité (profils Himu 1 à Himu 4) montre qu'à l'échelle macroscopique, la couverture pédologique est homogène et ne présente aucune discontinuité majeure. Elle se caractérise de la manière suivante du point de vue morphologique.

Sous un horizon A de 5 à 10 centimètres d'épaisseur à structure polyédrique émoussée, s'individualise un horizon B de quarante à soixante centimètres d'épaisseur. Celui-ci présente une **texture argileuse** et une **structure polyédrique très nette et généralisée**, avec localement une **surstructuration prismatique** très nette soulignée par des fentes verticales. Cet horizon fortement structuré est peu poreux et très peu perméable; sec, il est très compact, humide, il devient très plastique. Au-dessous, un horizon de 20 à 40 cm d'épaisseur se caractérise par la présence de redistributions secondaires blanchâtres, relativement abondantes, sous forme discontinue en taches et petits amas. Cet horizon correspond à un niveau d'altération de la roche-mère (lutite) et il se caractérise par une structure massive et par un bariolage de couleur. Il repose sur la lutite non altérée qui apparaît vers un mètre de profondeur et qui présente localement des filonnets sableux ou gréseux.

Sur le plan physico-chimique, la caractéristique principale de ces sols concerne la teneur en **argile granulométrique de l'horizon B qui varie de 45 à 55%**, alors que pour les horizons sus et sous-jacents, ce taux d'argile est compris entre 25 et 35%. Cette forte proportion d'argile de l'horizon B sous forme de "ventre d'accumulation" laisse supposer, soit une illuviation, soit une argillification, ou la combinaison des deux processus. C'est un aspect qui sera abordé de manière détaillée dans le chapitre suivant. Les redistributions secondaires du niveau d'altération de la lutite correspondent essentiellement à du gypse et l'on retrouve aussi ce dernier en profondeur, dans la lutite saine, sous forme de petits cristaux millimétriques. Ce gypse explique la conductivité électrique, de 6 à 9 mS cm<sup>-1</sup> dans le niveau d'altération de la lutite et de 12 à 14 mS cm<sup>-1</sup> dans la lutite saine, alors qu'en surface cette conductivité ne dépasse pas 3 mS cm<sup>-1</sup>. La teneur en carbone organique varie en moyenne de 0,6% à 0,3% dans les quarante centimètres superficiels du sol, avec des rapports C/N compris entre 8 et 10. Mais cette teneur en matière organique varie notablement en fonction de l'éloignement par rapport aux touffes de *Hilaria* (tableau II.2). Ainsi, sous une touffe végétale, le taux de carbone organique, pour la partie supérieure du sol, est nettement plus élevé que dans les espaces inter-touffes, tandis que dans les zones dénudées dépourvues de toute végétation dans un rayon de plusieurs dizaines de mètres, la teneur en carbone organique est encore plus faible que pour les deux sites précédents.

Tableau II.2 – TENEUR EN CARBONE ORGANIQUE DU SOL  
DES FORMATIONS VÉGÉTALES À *HILARIA*  
(en % de la terre fine; chaque valeur est la moyenne de trois analyses)

profondeur (cm)	touffe végétale	espace inter touffe	zone dénudée
0-15	1,27	0,57	0,40
15-30	0,66	0,40	0,27
30-45	0,45	0,36	0,27
45-60	0,36	0,32	0,26
60-75	0,26	0,24	0,24

Il y a ainsi décroissance du taux d'humus dans le sol à mesure que l'on s'éloigne d'une touffe végétale. Cependant, dans les espaces dénués de toute végétation, il existe encore un faible stock de matière organique qui reste quasi constant sur les soixante centimètres supérieurs. Ce stock organique du sol des zones sans végétation ne peut être qu'ancien et il témoigne de l'existence antérieure d'une couverture végétale aujourd'hui disparue. Cela indiquerait que les **plages végétales et les zones dénudées ne sont pas en équilibre stable dans l'espace et dans le temps**. Cela laisse supposer une **dynamique évolutive de la couverture végétale** dont la distribution spatiale discontinue actuelle n'est qu'une image instantanée.

Les sols de ces formations végétales à *Hilaria* sont des Xérosols à phase gypseuse lorsque la teneur en matière organique est supérieure à 1%, c'est-à-dire à proximité immédiate des touffes végétales, et des Yermosols à phase gypseuse lorsque cette teneur en matière organique est plus faible, les deux types de sols se développant dans un matériau d'apport alluvial-colluvial, de texture fine, reposant sur la lutite sous-jacente. Il y a

donc, à l'échelle métrique, une juxtaposition de Xérosols et de Yermosols, l'ensemble constituant une véritable mosaïque de sols dont les limites correspondent à l'alternance des touffes végétales et des espaces inter-touffes.

Alors que les formations herbacées à *Hilaria* sont localisées essentiellement dans la moitié amont de la *bajada* inférieure, la végétation prend une physionomie différente dans la moitié aval de celle-ci. Le recouvrement global est en effet beaucoup moins dense (15 à 30%) que pour la végétation de la moitié amont. Il s'agit de formations arbustives de un à quatre mètres de hauteur (*Prosopis glandulosa*, *Larrea tridentata*) et de formations herbacées où l'on rencontre quelques cactacées. L'espèce herbacée *Hilaria mutica* est toujours présente mais elle est beaucoup moins abondante et elle ne se distribue plus, comme précédemment, sous forme de plages végétales denses de quelques centaines de mètres carrés, mais sous forme de touffes isolées. Il en résulte que dans cette moitié aval de la *bajada* inférieure, l'alternance irrégulière à l'échelle hectométrique de plages végétales et de zones dénudées n'existe plus, et si la végétation reste toujours discontinue et contractée dans l'espace, c'est seulement à l'échelle ponctuelle de la touffe ou de l'arbuste. La topographie est celle d'un versant à pente régulière mais très faible (moins de 1%), et la régularité de ce dernier n'est pas perturbée à ce niveau par de petits reliefs comme les *lomas* de la moitié amont de la *bajada* inférieure. Les sols (profils DEL L, M, N, O) se développent dans un matériau semblable à celui décrit pour les zones à *Hilaria*, mais ici les caractères pédogénétiques sont moins nets : la teneur en argile granulométrique varie de 20 à 30% et atteint parfois 35%, la structuration polyédrique est plus ou moins bien exprimée, avec localement une surstructure prismatique peu nette et peu développée, et les redistributions secondaires sont beaucoup moins abondantes. Les sols de cette zone aval de la *bajada* inférieure sont des Yermosols modaux.

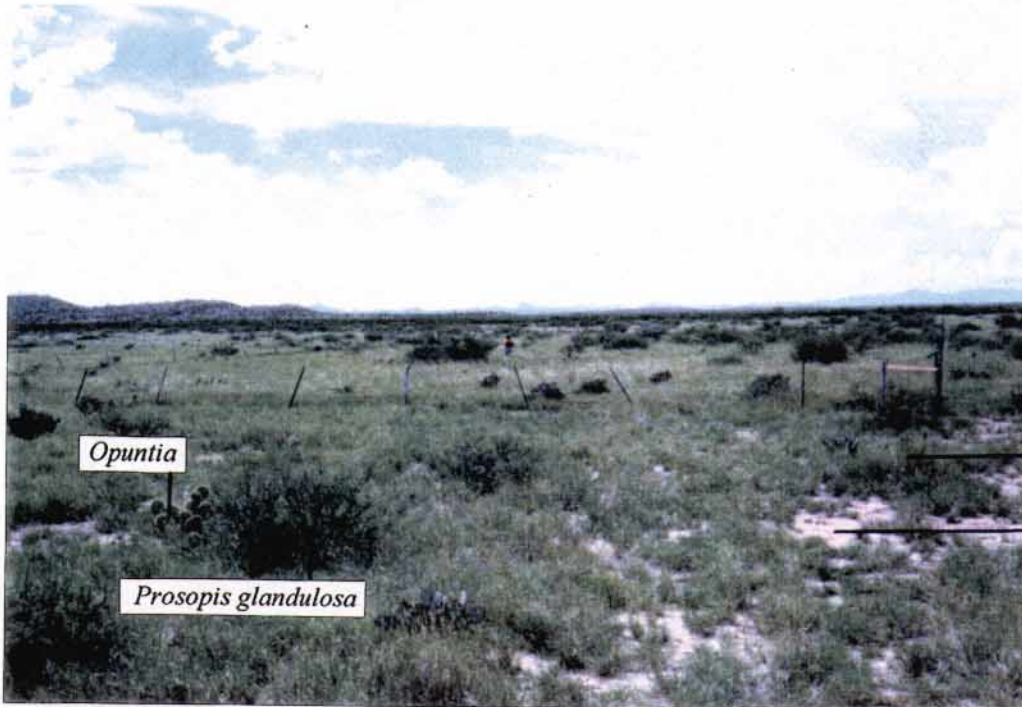
### 2.223. Les zones de *lomas*

La monotonie de la régularité du versant est interrompue, essentiellement dans la moitié amont de la *bajada* inférieure, par des *lomas* qui correspondent à de petites collines de forme allongée, qui se distribuent de manière discontinue selon deux lignes parallèles orientées quasi perpendiculairement à la pente générale du versant (fig. II.1). Les *lomas* du cordon situé le plus à l'amont dominant le niveau de base du versant de douze à quinze mètres, alors que pour le second cordon, situé plus en aval, ces reliefs ne dépassent pas cinq à huit mètres de hauteur. Ces collines sont dissymétriques, du type *cuesta*, en raison du faible pendage (10° E) du matériau constitutif (fig. II.2). Ce dernier est formé d'un conglomérat composé d'éléments de nature calcaire et basaltique, dont la taille varie de quelques centimètres à quelques décimètres de diamètre, avec de rares blocs de l'ordre d'un mètre. Du fait de leur forme allongée et de leur dissymétrie, ces *lomas* présentent deux versants, l'un abrupt à pente forte (plus de 40%), l'autre à pente plus faible (10 à 15%) qui fait face à l'amont de la toposéquence.

La végétation est très peu abondante, avec un recouvrement global ne dépassant pas 10%. Il s'agit essentiellement d'arbustes de un à quatre mètres de hauteur (*Fouquieria splendens*, *Larrea tridentata*), avec quelques herbacées et cactacées.

Sur le versant à pente forte, les sols sont inexistants car l'érosion les rajeunit sans cesse, ce qui permet à la roche-mère (lutite) d'être affleurante. Sur le versant à pente faible, les sols (profils LOM 0, 1 et 12) se développent dans un matériau grossier, plus ou moins abondant, qui correspond au conglomérat constitutif des

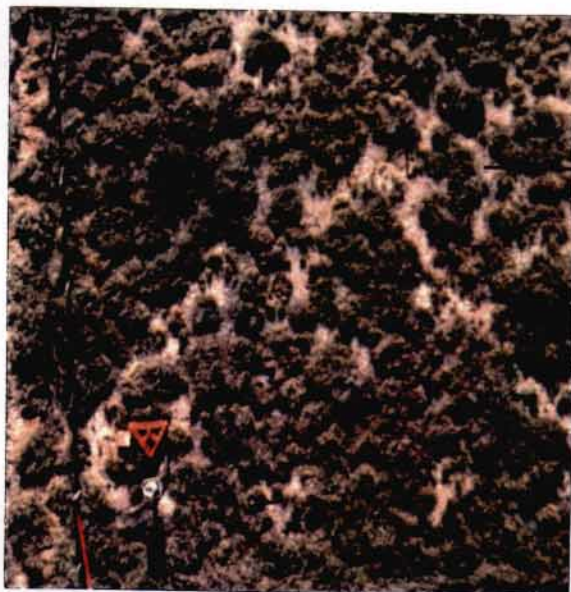
## UNITE DE MILIEU *HILARIA*



**photo 12**  
**formation**  
**végétale dense**  
**de *Hilaria mutica***  
**(période des pluies)**

J.P. Delhoume

**photo 13**  
**vue aérienne verticale d'une**  
**plage végétale dense de *Hilaria***  
**(période des pluies)**

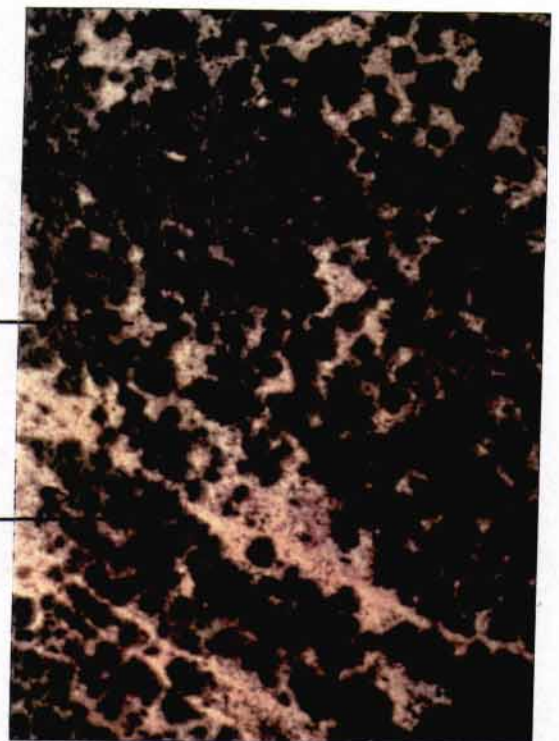


J. Asseline

espace  
inter-touffe  
en  
dépression

touffe  
de  
*Hilaria*

0 1m



J. Asseline



UNITE DE MILIEU *HILARIA*

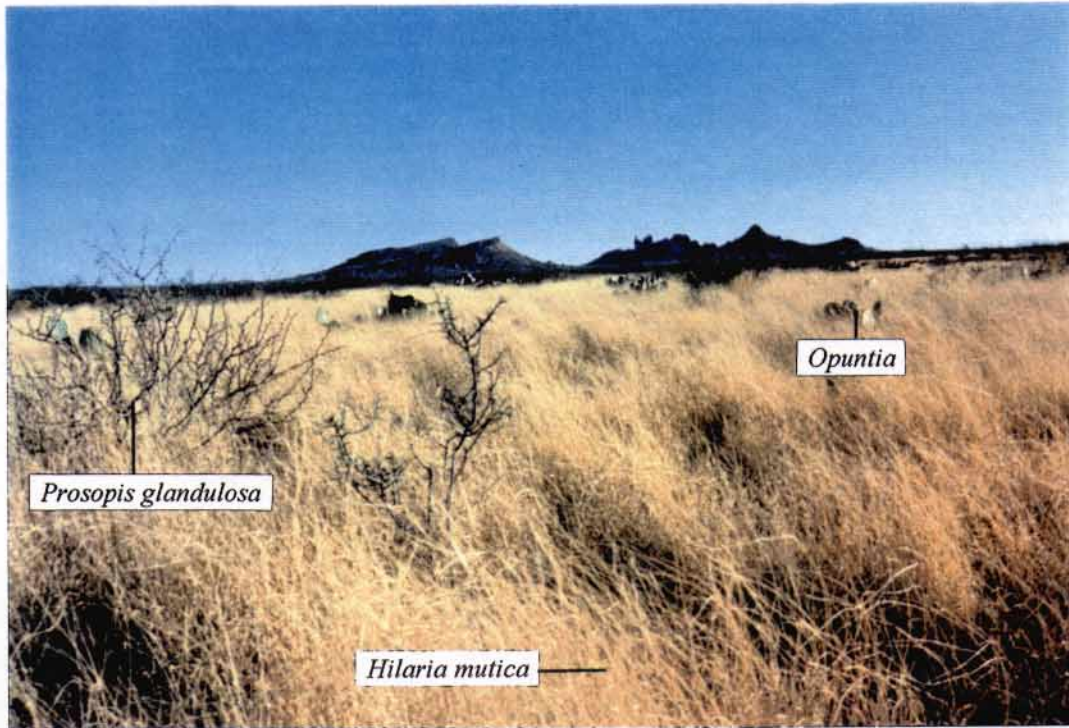


photo 14  
formation  
végétale dense  
de *Hilaria mutica*  
(période sèche)

J. Ducloux

photo 15  
coupe d'une  
touffe de *Hilaria*  
(période sèche)

touffe de *Hilaria*  
formant butte



A. Cornet



## UNITE DE MILIEU *HILARIA*

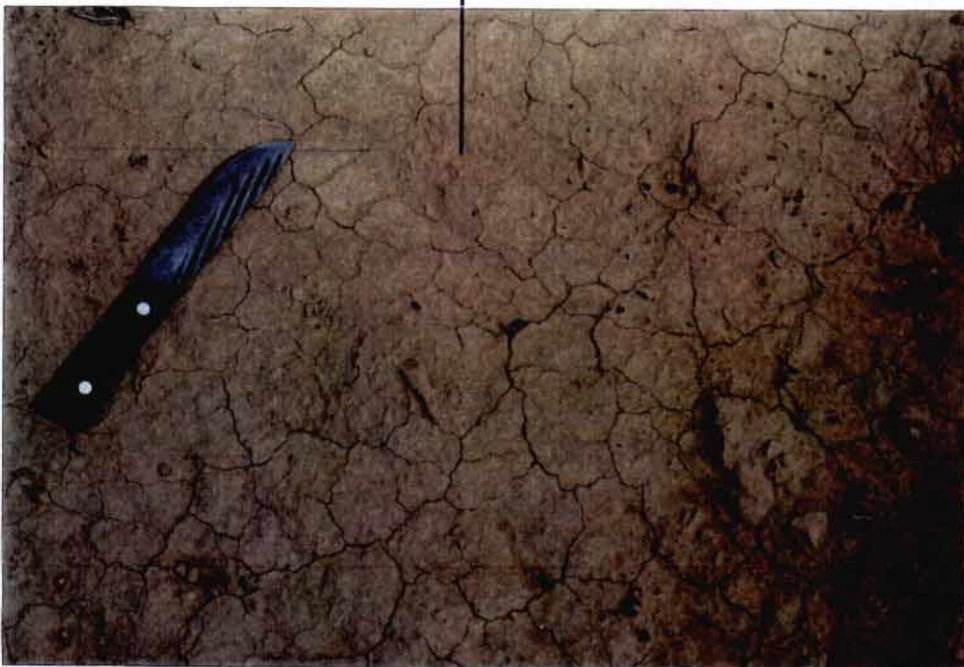


plage dense de *Hilaria*

plage de sol nu

J. Ducloux

**photo 16**  
plage de sol nu  
alternant avec les  
plages denses de  
*Hilaria mutica*



**photo 17**  
surface du sol  
dans les plages  
de sol nu :  
croûte d'érosion

J. Ducloux

*lomas*. Sur ce versant, une séquence de sols, caractérisée par des accumulations secondaires de carbonate de calcium, s'individualise sur environ deux cent mètres. Dans la moitié supérieure du versant, où le matériau grossier est très abondant, le sol est très peu différencié, du type Régosol, sans aucune redistribution secondaire de  $\text{CaCO}_3$ . A partir du tiers inférieur du versant, le matériau grossier devient très peu abondant, et c'est à ce niveau qu'apparaît de manière relativement brutale une accumulation secondaire continue de  $\text{CaCO}_3$  sous forme d'un encroûtement massif (Ruellan, 1971) de 30 cm d'épaisseur et développé de 50 à 80 cm de profondeur, qui donne à l'horizon un aspect homogène. Cette forme de redistribution correspond au stade 3 de la séquence morphogénétique d'accumulation secondaire du carbonate de calcium dans les sols décrite par Gile (1961) et Gile *et al.* (1966). Cette accumulation carbonatée est continue dans l'espace et forme une bande horizontale sur le versant, de quelques mètres de largeur seulement. A la base du versant, la redistribution du carbonate devient discontinue sous forme de taches et de petits amas (stades 2 et 1 de Gile), qui disparaissent dès le passage aux formations à *Hilaria*. Ces sols à accumulation secondaire de  $\text{CaCO}_3$  sont des Yermosols à phase carbonatée plus ou moins accentuée.

Pour l'ensemble des sols de *lomas*, la texture de la terre fine est limono-sableuse avec une teneur en argile granulométrique variant de 15 à 20%. Le taux de matière organique est inférieure à 1% et la conductivité électrique est très faible (moins de  $1 \text{ mS cm}^{-1}$ ).

A proximité de ces *lomas*, sur le niveau de base du versant, des plages de salure s'individualisent ponctuellement sous forme de boursouflures circulaires de la surface sur environ un mètre carré. La partie superficielle de ces boursouflures présente une structure totalement dégradée, devenue particulière et soufflée, et la conductivité électrique y atteint 30 à 40  $\text{mS cm}^{-1}$ . Les sels solubles (essentiellement des chlorures et des sulfates) responsables de cette salinité proviennent de la roche-mère (lutite) qui affleure sur les versants à pente forte des *lomas* voisines, comme indiqué ci-dessus. Ces sels solubles sont facilement mis en solution lors des phases pluvieuses et sont ainsi déplacés par le ruissellement superficiel. Ce dernier est rapidement ralenti puis stoppé dès qu'il arrive en contrebas des *lomas*, à cause de la faible pente, des obstacles qu'il rencontre (végétation) ou des particularités de la topographie qui le piège (minidépession). Il en résulte une précipitation sur place des sels dissous qui forment ainsi les plages de salure observées.

### 2.3. ZONE AVAL

La partie basse de la toposéquence ou *playa* correspond à un fossé d'effondrement tectonique (graben), où sont venus s'accumuler sur de grandes épaisseurs des sédiments alluviaux et lacustres (fig. II.2). Ceux-ci ont rempli cette dépression, masquant ainsi la transition *bajada* inférieure – *playa* qui se fait sans aucune discontinuité topographique. La pente est inférieure à 0,5%, et dès qu'une pluie de quelques dizaines de millimètres survient, toute la *playa* est inondée.

La végétation est constituée de formations arbustives ou sub-arbustives qui dominent une strate herbacée. Le recouvrement global varie fortement, de 5 à 50% selon la situation et les espèces, et là aussi la distribution spatiale est discontinue et contractée, soit sous forme de touffes et d'arbustes isolés, soit sous forme de zones dénudées alternant avec des plages végétales de formations herbacées relativement étendues. Parmi ces

dernières, les plus abondantes sont *Hilaria mutica*, *Sporobolus airoides* et *Sporobolus spiciformis*, ces deux dernières espèces dénotant une salinité édaphique notable. Les arbustes sont surtout *Prosopis glandulosa*, *Atriplex canescens*, *Atriplex acanthocarpa*, alors que *Suaeda nigrescens* et *Suaeda suffrutescens*, espèces très abondantes localement, dénotent un milieu très salin (Henrickson, 1977).

Les sols se développent dans un matériau d'apport alluvial de texture fine en général, et, par suite de la situation topographique, tous ces sols sont affectés par la salinité (chlorure de sodium essentiellement). Celle-ci résulte de l'évaporation, d'une part, des eaux superficielles qui s'accumulent dans cette zone après les pluies et qui précipitent sur place leurs sels dissous, d'autre part, des solutions du sol qui, par ascension capillaire, déposent leurs sels dissous. Deux intensités de salinité peuvent être distingués (Gonzalez-Barrios, 1986; Delhoume, 1988).

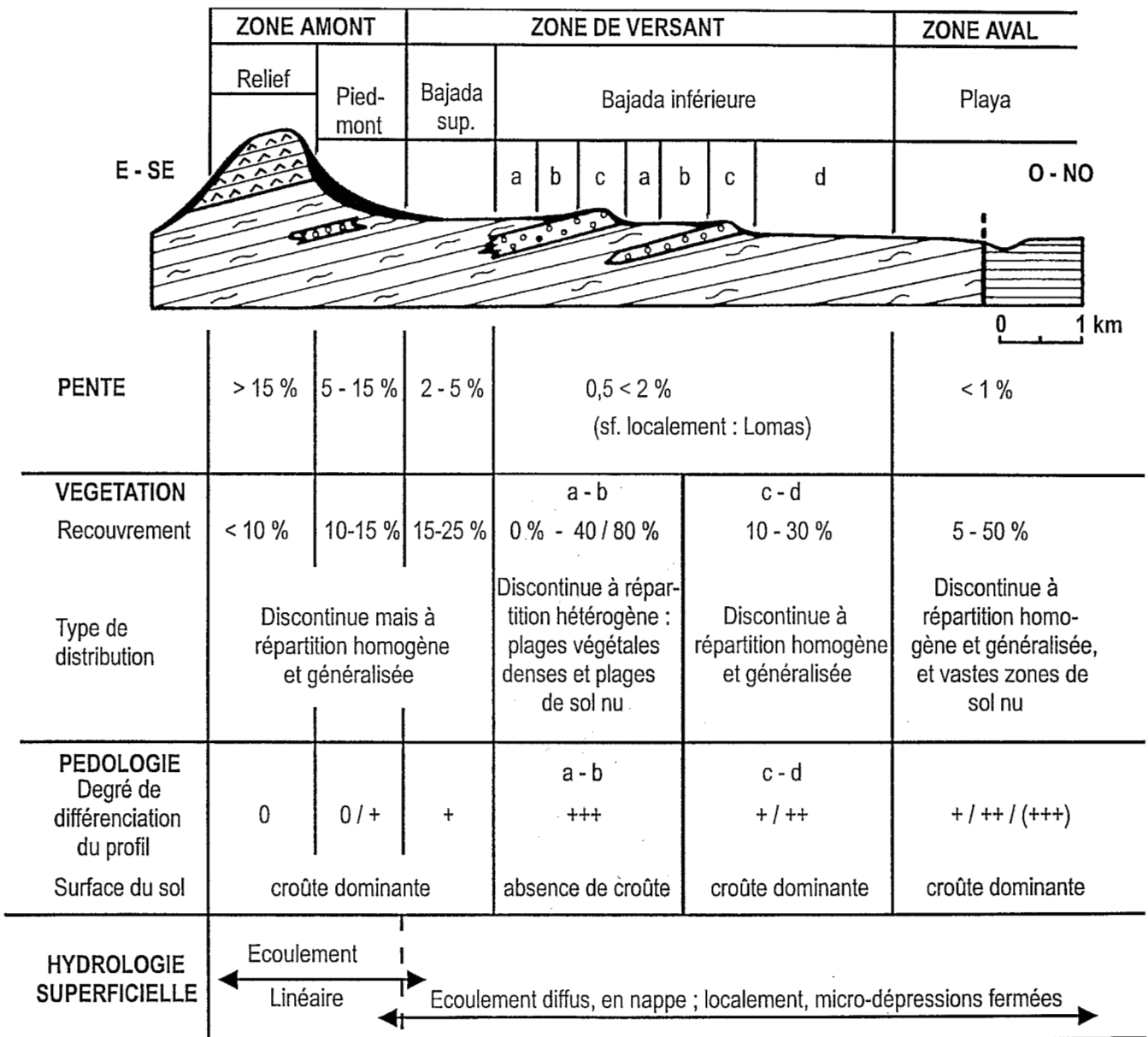
Dans les zones les moins basses qui font transition entre la *playa* proprement dite et la *bajada* inférieure, le caractère salin est secondaire et les sols restent semblables à ceux de cette dernière, c'est-à-dire des Régosols et des Yermosols, mais avec un faciès salin. Les Régosols sont faiblement salés et présentent parfois une phase sodique, avec localement des accumulations secondaires discontinues de gypse. Ces dernières se rencontrent aussi dans les Yermosols, de 40 à 60 cm de profondeur, et ces sols présentent un faciès salin et/ou sodique plus ou moins développé dans les horizons superficiels. De plus, localement, quelques caractères vertiques (fentes de retrait par exemple) peu développés apparaissent dans ces deux groupes de sols.






Dans les zones les plus basses de la topographie, le caractère salin est prépondérant et deux types principaux de sols se différencient. D'une part, des Vertisols chromiques salins et sodiques (profil DEL ZZ), où les caractères vertiques sont très nets sur les 50 à 60 centimètres superficiels : fentes verticales, surstructure prismatique, faces de glissement brillantes. La texture est argileuse et la conductivité électrique, variant de 20 à 30 mS cm<sup>-1</sup> en surface, décroît progressivement avec la profondeur. La salinité est due essentiellement au chlorure de sodium. D'autre part, des sols salins à complexe sodique ou Solontchaks sodiques (profils DEL AB, AC), caractérisés par une forte dégradation de la structure qui devient particulaire et pulvérulente sur les 30 à 40 centimètres superficiels. La texture est argileuse et la conductivité électrique est supérieure à 30 mS cm<sup>-1</sup> sur tout le profil, avec un complexe saturé en sodium. Dans les zones les plus basses, ces Solontchaks présentent dès 50 centimètres de profondeur des redistributions secondaires discontinues de gypse, qui s'individualisent sous forme de macrocristaux de plusieurs centimètres; localement, ces redistributions deviennent continues sous forme d'un encroûtement massif de quelques décimètres d'épaisseur.

#### 4. CONCLUSION

L'analyse d'une **toposéquence représentative** du désert de Chihuahua montre qu'elle est **organisée en unités élémentaires de milieu ou systèmes écologiques**. Ces derniers, ordonnés spatialement selon la topographie, **se différencient plus ou moins nettement les uns des autres** par des caractéristiques propres (fig. II.8).

Fig. II 8 - Principales caractéristiques des unités élémentaires de milieu d'une toposéquence représentative de la réserve de Mapimi



-  Alluvions quaternaires
-  Colluvions quaternaires
-  Basalte quaternaire
-  Lutite tertiaire
-  Conglomérat tertiaire

- a : formations de Mogote
- b : formations herbeuses à Hilaria
- c : zone de Loma
- d : zone aval de la bajada inférieure

Degré de différenciation du profil : 0 = nul    + = très faible    ++ faible    +++ notable  
(basé sur critères morphologiques et physico-chimiques)

Mais alors que la différenciation entre les différents systèmes écologiques reste peu marquée lorsque la pente est notable (relief, piedmont et *bajada* supérieure), elle devient beaucoup plus accentuée dans la zone où la pente est faible (*bajada* inférieure et *playa*).

En particulier, dans la zone médiane du versant, deux de ces systèmes écologiques (formations de *Mogotes* et de *Hilaria*) attirent particulièrement l'attention par certaines de leurs caractéristiques :

- la **végétation** y est distribuée de manière très **contractée** sous forme de **plages végétales denses** qui **alternent** avec des **plages de sol nu à croûte**;
- les **sols** sont les **plus différenciés** de tous ceux rencontrés le long de la toposéquence;
- les **écoulements hydriques superficiels** sont **perturbés dans leur cheminement** par la faible pente induite par les *lomas* et par le microrelief.

La zone médiane du versant apparaît ainsi comme le secteur le plus original de la toposéquence.

### CHAPITRE III

## CARACTERISATION PEDOLOGIQUE DETAILLEE DE LA ZONE MEDIANE DU VERSANT

Les caractéristiques générales de la toposéquence montrent que s'individualisent de manière localisée, dans la zone médiane du versant et à l'amont immédiat des cordons de lomas, deux systèmes écologiques particuliers qui, par leur physionomie, contrastent très nettement avec les autres unités écologiques. En particulier, les sols de ces deux écosystèmes sont les plus différenciés de tous les sols de la toposéquence, ce qui se manifeste par l'existence d'horizons argileux fortement structurés. Nous avons cherché à en définir l'origine en essayant de déterminer si ces horizons argileux sont de simples niveaux sédimentaires, sporadiques et dispersés irrégulièrement dans l'espace, ou bien au contraire s'il s'agit d'horizons, anciens et/ou actuels, résultant de processus pédogénétiques en relation avec les conditions de milieu. Tel est l'objectif du présent chapitre.

Pour y parvenir, deux approches complémentaires ont été utilisées :

- la définition des différents types de sols rencontrés dans ce secteur médian de la toposéquence et la délimitation de leur extension spatiale respective;
- la caractérisation minéralogique et chimique des différents horizons de sols, en particulier ceux riches en argile.

### 1. LES DIFFERENTS TYPES DE SOLS ET LEUR DISTRIBUTION SPATIALE

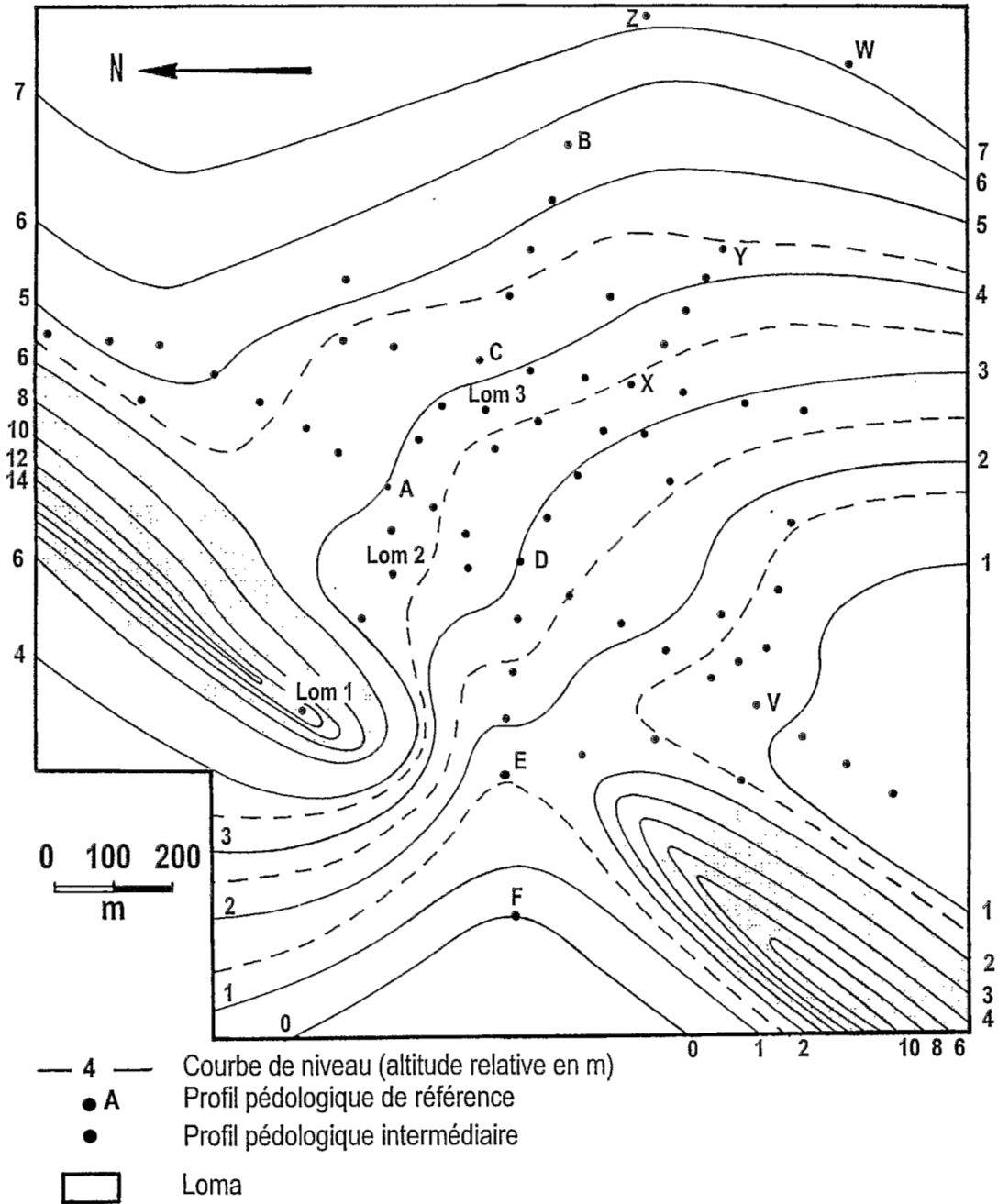
#### 1.1. MATÉRIEL ET MÉTHODES

Le secteur retenu pour cette caractérisation pédologique détaillée est localisé à l'amont de deux lomas successives appartenant au premier cordon de collines (fig. III.1). Ce secteur inclut les trois systèmes écologiques présents dans la *bajada* inférieure, tels que nous les avons décrits dans le chapitre précédent, c'est-à-dire les formations de *Mogotes*, les formations herbeuses à *Hilaria* et les zones de lomas, ces trois unités se succédant dans cet ordre de l'amont vers l'aval. Une prospection systématique des sols de ce secteur a été effectuée<sup>2</sup> selon un réseau orthogonal de transects orientés suivant la ligne de plus grande pente et perpendiculairement à celle-ci. Le long de ces transects, tous les cent mètres environ, une fosse pédologique a été ouverte jusqu'à un mètre de profondeur, de manière à atteindre au moins le niveau d'altération de la lutite.

---

2. Prospection réalisée en collaboration avec MM. A. Decarreau et J. Ducloux.

Fig. III 1 - Topographie de la zone amont de la Bajada inférieure à proximité d'un cordon de Lomas et plan d'échantillonnage des sols



Chaque fosse a été décrite morphologiquement et un échantillonnage a été effectué pour analyses physico-chimiques. Sur une surface de 90 hectares, 73 profils ont été ainsi décrits, dont 63 ont été analysés. La figure III.1 montre le plan d'échantillonnage effectué, en liaison avec la topographie de la zone. La même opération a été répétée plus en aval, sur un secteur semblable du second cordon de *lomas*, mais de manière plus réduite et de moindre extension spatiale, avec 15 profils décrits dont 10 analysés, pour une surface de 25 hectares. C'est essentiellement l'analyse granulométrique (Baver *et al.*, 1971) de la fraction 0-2 mm séchée à l'air qui a été réalisée (destruction de la matière organique à l'eau oxygénée, dispersion à l'hexamétophosphate de sodium, sédimentation et tamisage) sur la plupart des échantillons de sols des deux secteurs prospectés. Cette analyse a permis de séparer les particules selon leur taille en trois classes : argile (<2  $\mu\text{m}$ ), limon (2 à 50  $\mu\text{m}$ ) et sable (50  $\mu\text{m}$  à 2000  $\mu\text{m}$ ). Cette détermination n'a été effectuée que pour quelques-uns des horizons de surface et des horizons d'altération de la lutite, car, les premiers résultats ayant montré une faible variabilité de la texture pour chacun de ces horizons, nous n'avons pas jugé opportun d'effectuer cette analyse de manière systématique pour tous les profils décrits. Par contre, pour les horizons intermédiaires structurés, cette analyse granulométrique a été réalisée pour quasiment tous les profils. L'ensemble des sols étudiés est décrit en annexe, avec les résultats des analyses physico-chimiques réalisées et les méthodes utilisées pour celles-ci.

## 1.2. CARACTÉRISATION MORPHOLOGIQUE DES SOLS

### 1.2.1. Typologie

A partir de la description morphologique de l'ensemble des profils des deux zones prospectées, nous avons établi une typologie des profils de sols basée en premier lieu, sur le degré de développement et de structuration des horizons du profil, et, secondairement, sur le type de matériau. C'est ainsi que l'on distingue morphologiquement deux principaux types de sols (fig. III.2) :

•type I = sols à profil peu différencié. Deux sous-types ont été distingués selon la nature de la roche-mère :

- *sous-type Ia* = sol développé sur un matériau grossier (graviers, cailloux, pierres et blocs) correspondant soit au conglomérat constitutif des *lomas*, soit au matériel colluvial provenant de l'amont du versant. L'horizon de surface, de 20 à 40 centimètres d'épaisseur, est peu humifère et non structuré du fait de l'abondance des éléments grossiers. Il passe directement et graduellement à la roche-mère.

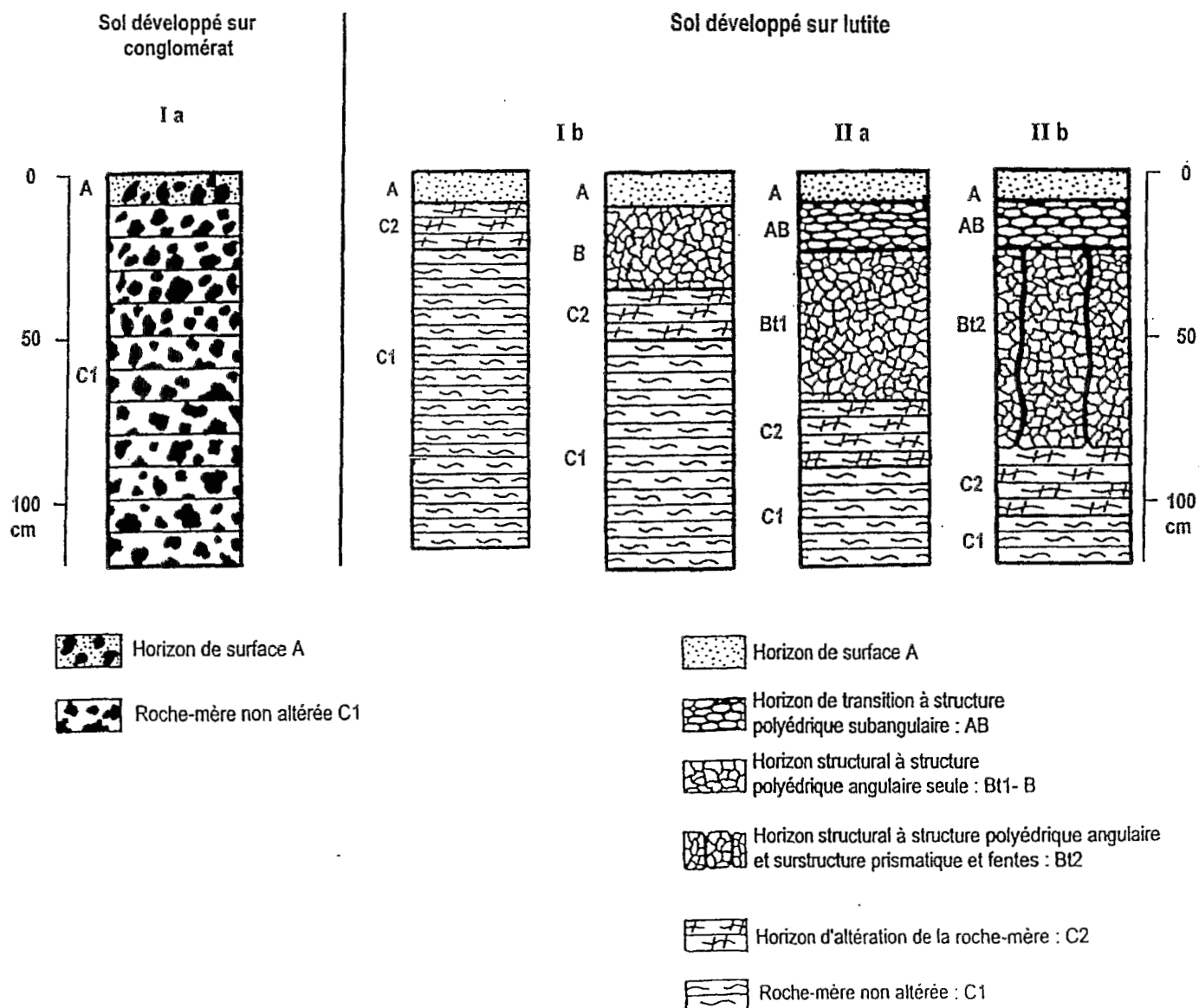
- *sous-type Ib* = sol développé sur lutite (photo 18). L'horizon de surface, de 5 à 10 centimètres d'épaisseur, est peu humifère et possède une structure fragmentaire émoussée. Au-dessous se distingue un horizon de 10 à 30 centimètres d'épaisseur caractérisé essentiellement par une structure polyédrique plus ou moins nette. Cet horizon structural correspond à un horizon B cambique (Gile, 1966; Soil Survey Staff, 1975). Le passage à la roche-mère (lutite) se fait par un horizon d'altération de celle-ci, de 10 à 20 centimètres d'épaisseur, caractérisé par un bariolage de couleur et une structure massive, et où se distinguent quelques petits fragments polyédriques de lutite non altérée.

•type II = sols à profil différencié sur lutite (photo 19). Ne dépassant pas dix centimètres d'épaisseur, l'horizon de surface est plus ou moins organique selon le site (zone de sol nu ou plage végétale), et il possède une structure



fragmentaire constituée le plus souvent d'agrégats arrondis de petite taille. Au-dessous s'individualise très nettement un horizon à texture argileuse qui contraste fortement avec celle des horizons sus et sous-jacents, et à structure fragmentaire généralisée très bien exprimée sur plusieurs dizaines de centimètres d'épaisseur. Cet horizon fortement structuré peut être interprété, grâce à certaines de ses caractéristiques (proximité de la surface, épaisseur, texture, structure), comme un horizon Bt argillique (Gile et Grossman, 1968; Nettleton *et al.*, 1975; Soil Survey Staff, 1975). Par contre, cet horizon ne présente aucun revêtement argileux visible à l'oeil nu, ce que confirmera l'étude microscopique. La transition entre les deux horizons précédents se fait le plus souvent par un horizon de 10 à 20 centimètres d'épaisseur à structure polyédrique dont les agrégats sont émoussés ou subanguleux. Le passage à la roche-mère (lutite) qui apparaît entre 100 et 120 centimètres de profondeur, se fait par un horizon d'altération de 20 à 40 centimètres d'épaisseur semblable à celui du sol au sous-type Ib. Selon la structure de l'horizon Bt, on distingue :

Fig. III 2 - Typologie des sols de la zone médiane du versant



– *sous-type IIa* = horizon Bt à structure polyédrique seule, de 30 à 40 centimètres d'épaisseur, cette dernière pouvant atteindre localement 50 à 60 centimètres. Quelques faces de glissement s'observent parfois, mais elles sont très peu nettes et peu développées, et il n'y a jamais de fentes de retrait.

– *sous-type IIb* = horizon Bt à structure polyédrique et à surstructure prismatique toujours présente mais plus ou moins nette et développée selon la localisation. L'épaisseur moyenne de cet horizon est de 20 à 40 centimètres, et elle atteint localement 60 centimètres. C'est l'existence de **fentes verticales traversant tout l'horizon** qui met très nettement en évidence la surstructure prismatique. Ces fentes, plus ou moins développées, sont espacées entre elles de 20 à 30 centimètres et leur ouverture peut atteindre quelques centimètres de large. Quelques faces de glissement, plus ou moins brillantes, s'observent localement, mais elles sont peu nettes et peu nombreuses. Parfois, cet horizon structural est dédoublé en deux horizons, l'un à surstructure prismatique mais ne dépassant pas 20 centimètres d'épaisseur, surmontant l'autre horizon où la structure est seulement polyédrique. Ce dernier cas indique en fait des sols intergrades entre les deux sous-types IIa et IIb.

A noter la présence pour les deux types de sols, de redistributions secondaires de gypse et de carbonate de calcium, sous forme de petites taches blanchâtres, millimétriques, contrastant nettement avec la matrice. Ces redistributions, peu développées, sont localisées surtout au sommet de l'horizon d'altération de la lutite et à la base des horizons B. Ces sols à accumulations secondaires sont répartis de manière discontinue dans l'espace, et il n'existe aucune relation entre leur localisation et la topographie par exemple.

## 1.22. Distribution spatiale

La répartition spatiale des différents types de sols définis selon les critères morphologiques ci-dessus est représentée sur la figure III.3, pour la zone amont de la première ligne de *lomas*.

**Les sols du type I ont une vaste aire de distribution, non spécifique d'une zone topographique particulière.** Ils se rencontrent en effet dans la quasi totalité de la zone de *lomas* (surtout le sous-type Ia), dans la partie amont de la *bajada* inférieure ainsi que dans la majeure partie de l'aval de celle-ci (surtout le sous-type Ib). Ce dernier sous-type de sol se rencontre aussi dans l'espace ou "goulet d'étranglement" existant entre deux *lomas* successives, où ce rétrécissement constitue un passage obligé pour les eaux de surface, ce qui provoque des reprises d'érosion linéaire bien marquées sous forme de griffes. Les sols du type I sont aussi présents à l'aval immédiat des *lomas*, où aucun sol du type II n'a été rencontré. Ces différentes zones où sont situés les sols du type I ne présentent aucun obstacle susceptible de perturber notablement et de piéger les écoulements hydriques superficiels, et cela d'autant plus que la partie supérieure de la majorité des sols y est constituée par une croûte, très favorable au ruissellement. Les flux hydriques superficiels transitent ainsi très rapidement dans ces zones, sans stagner, et l'infiltration y est donc très réduite. **Aux sols peu différenciés morphologiquement sur le plan pédologique sont associés des milieux surtout favorables au ruissellement des eaux superficielles.**

**Les sols du type II ont une distribution spatiale très localisée et ne se rencontrent qu'à l'amont immédiat des *lomas*** sous forme d'une bande irrégulière disposée plus ou moins parallèlement à la ligne de collines. A l'intérieur de cette bande, le sous-type IIb forme deux ensembles distincts et bien individualisés, dont

l'un est relativement plus important et plus développé que l'autre. Dans cette zone de sols au type II, les écoulements hydriques superficiels sont perturbés et modifiés (cf. chapitre II) par diverses particularités du milieu (microrelief, végétation dense, pente très faible) qui provoquent le piégeage de l'eau en surface et sa stagnation, d'où une infiltration beaucoup plus importante à ce niveau que dans les zones environnantes. **Aux sols les plus différenciés morphologiquement sont associés des systèmes écologiques qui sont surtout favorables à l'infiltration des eaux superficielles et dont la localisation spatiale est dépendante des lomas.**

La seconde zone qui a été prospectée plus à l'aval de la précédente, montre elle aussi la même typologie de sols, avec une distribution spatiale semblable. En particulier les sols du type II forment une bande à l'amont de cette seconde ligne de *lomas*, plus ou moins parallèle à celle-ci. Mais cette bande de sols est cependant plus étroite que dans le cas précédent, et les sols du sous-type I**b** forment deux unités qui, si elles sont bien individualisées et localisées chacune à l'amont immédiat d'une *loma*, ont une extension spatiale beaucoup plus réduite que dans le cas précédent. Cela est à mettre en liaison avec l'importance des *lomas* qui, dans cette seconde ligne de collines, sont beaucoup moins développées en surface que celles du premier cordon. Il en résulte que la zone amont des *lomas* s'en trouve notablement réduite spatialement, avec corrélativement, des sols au type II ayant une plus faible extension.

D'une manière générale, les sols du type II ne se rencontrent que de manière localisée et uniquement dans les systèmes écologiques *Mogotes* et *Hilaria*, le sous-type I**b** étant spécifique de ce dernier. Les sols du type I n'ont pas de localisation préférentielle et ils occupent tout l'espace de la *bajada* inférieure où les deux formations végétales précédentes sont inexistantes. Mais le sous-type I**a** ne se développe qu'à proximité des *lomas* ou des poches de colluvions, ce qui fait que le sous-type I**b** a une extension spatiale beaucoup plus large.

### 1.23. Conclusion

Morphologiquement, deux types de sols se différencient au niveau médian de la toposéquence par leur degré de différenciation et leur développement. **Ces sols correspondent à des systèmes écologiques très différents vis-à-vis de leur comportement hydrique superficiel. Les systèmes où dominant le ruissellement sont ceux qui présentent les sols les moins différenciés, alors que les systèmes où l'infiltration est le processus majeur sont ceux où sont localisés les sols les plus différenciés de la toposéquence. Cela met en évidence l'importance du paramètre eau dans l'évolution pédologique du milieu étudié.**

## 1.3. CARACTÉRISATION TEXTURALE DES SOLS

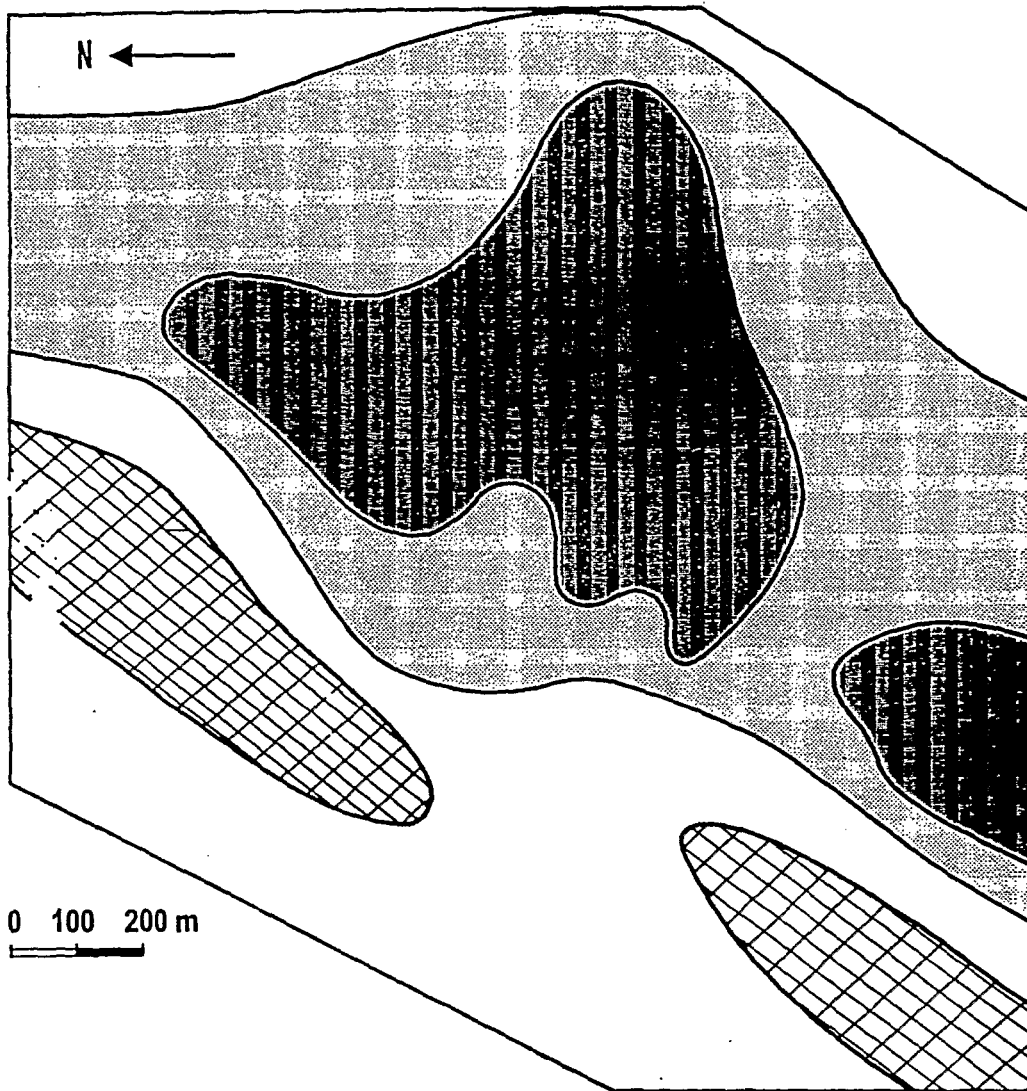
### 1.31. Individualisation de zones à texture contrastée

La figure III.4 représente, pour le secteur amont de la première ligne de *lomas*, la distribution spatiale du taux d'argile granulométrique du niveau le plus argileux des profils, lequel correspond toujours à l'horizon B des sols des types I et II.

Les zones où la teneur en argile est inférieure à 30% correspondent exclusivement aux sols du type I. Par contre, les teneurs supérieures à 30% forment une bande qui s'apparente fortement, à la fois dans sa forme et

### Fig. III 3 - Distribution spatiale des sols selon leur typologie

(même secteur que celui schématisé sur la figure III 1 ; les Lomas servent de points de repère)







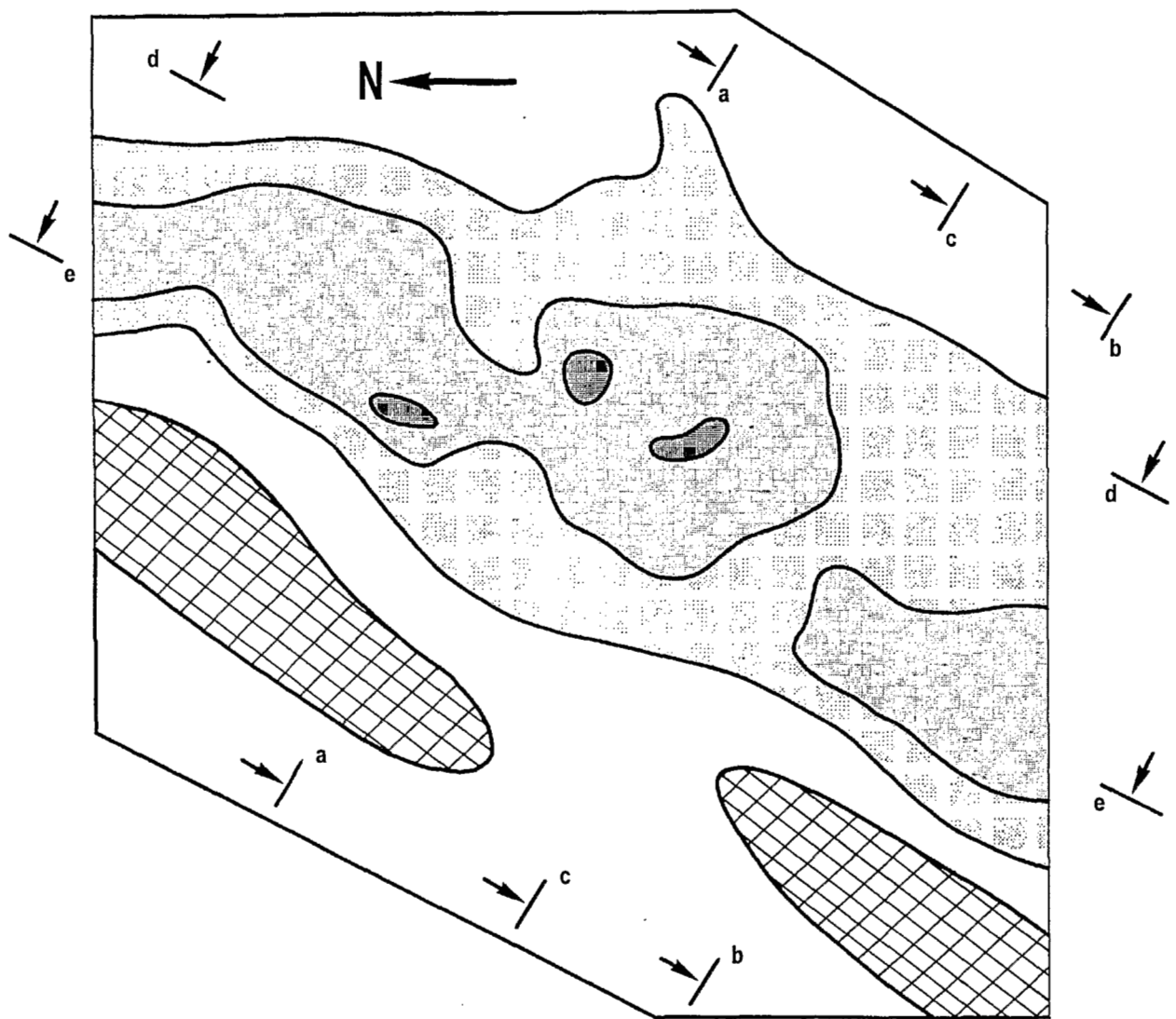





-  Loma
-  Sol de type I : profil peu différencié
-  Sol de type II a : profil différencié : horizon B à structure polyédrique seule
-  Sol de type II b : profil différencié : horizon B à structure polyédrique et sur-structure prismatique





Fig. III 4 - Distribution spatiale de la teneur en argile granulométrique de l'horizon le plus argileux des sols du type I et du type II



Teneur en argile :

-  Loma
-  50 - 60 %
-  40 - 50 %
-  30 - 40 %
-  < 30 %

  Localisation des coupes de la figure III 5

dans sa localisation, à celle mise en évidence morphologiquement ci-dessus pour les sols du type II (fig. III.3 et III.4). Cette bande est en effet disposée là aussi plus ou moins parallèlement à la ligne de *lomas* et à l'amont immédiat de celle-ci. De plus, à l'intérieur de cette bande, deux unités distinctes s'individualisent par leur taux d'argile, qui est supérieur à 40%, et par leurs limites qui correspondent approximativement à celles des sols du sous-type IIb telles qu'elles ont été établies morphologiquement (fig. III.3). La combinaison de deux caractères, l'un qualitatif (la structure), l'autre quantitatif (la texture), montre ainsi qu'il existe une distribution spatiale commune aux sols les plus argileux et aux sols présentant la meilleure structuration pédologique. **Les sols les plus différenciés morphologiquement sont ceux qui sont les plus riches en argile.**

La figure III.5 représente les variations longitudinales de la teneur en argile du sol suivant des coupes orientées perpendiculairement ou parallèlement à la ligne de *lomas*. Selon cette dernière direction, nous constatons que la teneur en argile augmente à mesure que l'on se rapproche de la ligne de *lomas* : à 600 mètres de cette dernière, le taux d'argile ne dépasse jamais 40% (coupe dd), alors qu'à 200 mètres, ce taux dépasse cette valeur pour certains horizons (coupe ee). Perpendiculairement à la ligne de *lomas*, l'argile se distribue sous forme de lentilles lorsque sa teneur est supérieure à 30%, ces lentilles étant peu épaisses mais de forme très allongée, leur taille devenant beaucoup plus réduite lorsque la teneur dépasse 40% (coupes aa, bb et cc). Des relevés microtopographiques ont montré que l'horizon le plus argileux est toujours le plus épais là où la pente est la plus faible, celle-ci, localement, devenant quasiment nulle par suite de la contre-pente induite par la présence des *lomas*. **Les horizons les plus argileux se rencontrent sous forme de poches localisées dans les zones basses de la topographie où le drainage superficiel est très faible et où l'eau stagne en surface.**

### 1.32. Conclusion

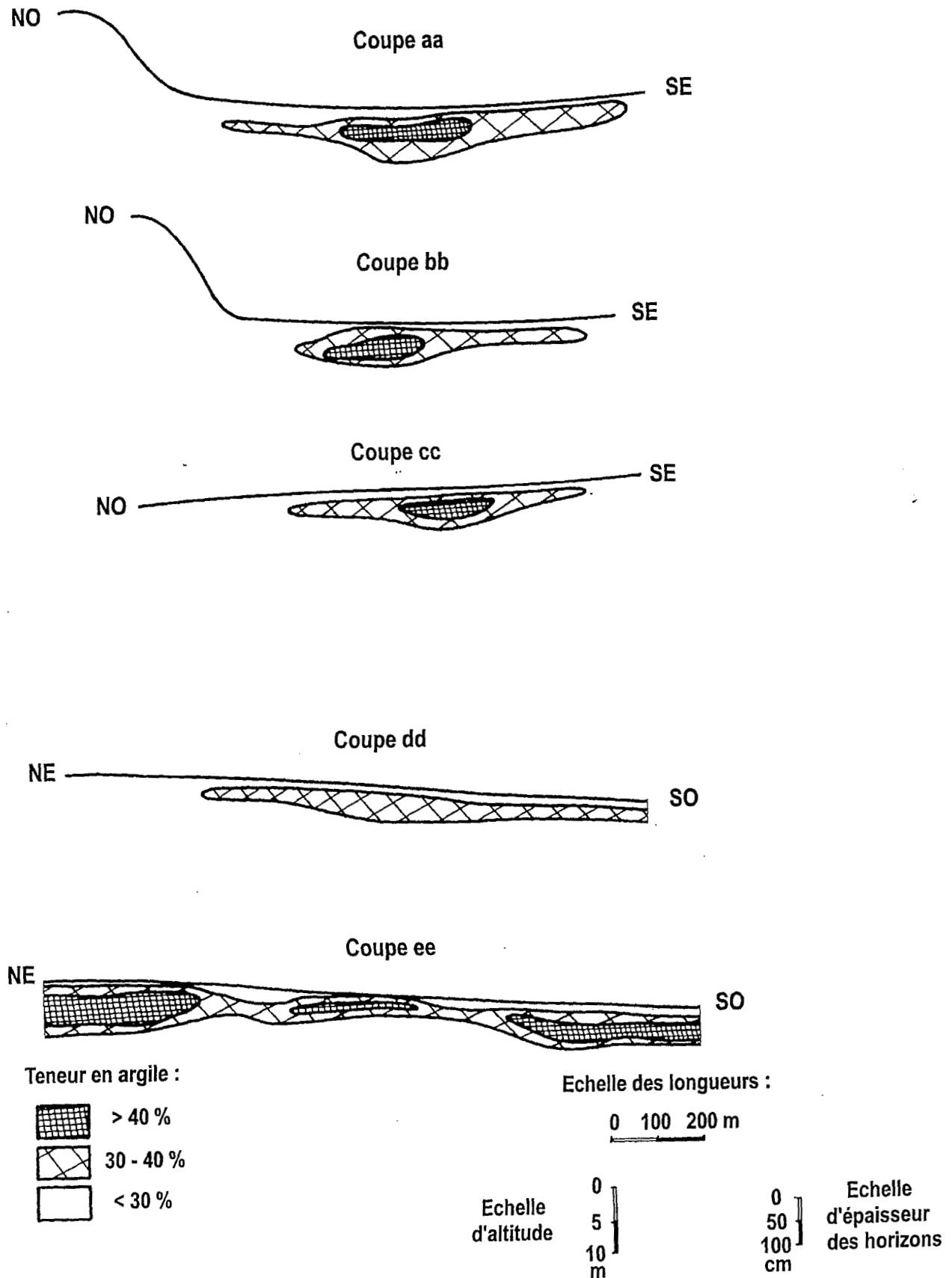
**Les sols les plus différenciés morphologiquement sont ceux qui sont les plus argileux et ils sont toujours localisés à l'amont des lomas dans des sites où le drainage superficiel est très faible, c'est-à-dire là où l'infiltration des eaux est favorisée. De la sorte, il existe une relation entre la différenciation pédologique et un meilleur bilan hydrique du sol.** Ces caractéristiques ne sont réunies qu'au niveau médian de la toposéquence.

## 1.4. DIFFÉRENCIATION PÉDOLOGIQUE ET CLASSIFICATION

Deux catégories de sols, d'extension inégale, peuvent être distinguées dans la zone médiane du versant selon le matériau dans lequel ils se développent. D'une part, les sols sur matériau grossier (Ia), de faible extension spatiale et très localisés, et qui sont tous peu différenciés dans leur développement de profil. D'autre part, les sols sur lutite (Ib, IIa et IIb) qui, au contraire, forment une séquence évolutive montrant un gradient de différenciation allant du sous-type Ib jusqu'au sous-type IIb, avec tous les intergrades possibles entre ces termes extrêmes. De plus, ces sols sur lutite ont la plus grande extension spatiale. **Les sols développés sur lutite apparaissent ainsi comme les plus variés car ils témoignent de l'existence d'une différenciation pédologique que les autres sols ne présentent pas.**

**Fig. III 5 - Variations de la teneur en argile granulométrique selon des directions parallèle ou perpendiculaire à la ligne de lomas**

(l'orientation et la localisation des coupes sont indiquées sur la figure III 4)





D'après Breimer (1985, 1988), qui utilise la terminologie FAO-UNESCO (1974, 1976), les sols du sous-type Ia sont des Régosols et les sols des autres sous-types (Ib, IIa et IIb) sont des Yermosols ou des Xérosols. La distinction entre ces deux derniers ordres de sols se fait selon la teneur en matière organique, la limite entre les deux étant de 1%. Certains de ces sols présentent une phase calcaire lorsque se sont individualisées des accumulations secondaires de carbonate de calcium. Cette classification ne reflète qu'imparfaitement la typologie ci-dessus, car elle range les deux sous-types Ia et Ib dans deux ordres de sols différents, alors qu'ils sont pourtant très semblables du point de vue morphologique.

La classification américaine (Soil Survey Staff, 1975; Guthrie et Witty, 1982; Nettleton et Peterson, 1983; Wilding *et al.*, 1983) est mieux en accord avec la typologie proposée, car elle se base d'abord sur l'environnement climatique particulier au milieu aride, lequel détermine un bilan hydrique du sol très défavorable. Ce paramètre climato-édaphique nous paraît être le critère primordial à prendre en considération car il apparaît, dans un tel milieu aride, comme le facteur déterminant de l'évolution pédogénétique. D'après la *Soil Taxonomy*, les deux types de sols appartiennent au même ordre, celui des Aridisols. C'est la présence d'un horizon diagnostique qui différencie les types I et II en deux sous-ordres. Le type I correspond à des Orthids, avec le groupe des Calciorthids pour le sous-type Ia et le groupe des Camborthis pour le sous-type Ib qui se caractérisent par l'existence d'un horizon cambique. Le type II correspond à des Argids caractérisés par la présence d'un horizon argillique. Il est difficile de classer au niveau des groupes ces sols du type II, le groupe semblant convenir le mieux étant celui des Paleargids. Or, ces derniers sont généralement datés du Pléistocène (Soil Survey Staff, 1975; Nettleton et Peterson, 1983), ce qui n'est pas le cas pour les sols étudiés ici, qui sont plus jeunes et qui se sont développés durant l'Holocène (Breimer, 1985). Mais cette relative jeunesse des Argids de Mapimi n'empêche pas la présence d'un horizon argillique, comme l'a signalé Gile (1975, 1977) dans un environnement semblable pour des Argids formés pendant l'Holocène. L'horizon argillique des sols du type II ne présente pas de revêtements argileux, mais l'absence de cette caractéristique n'empêche pas de considérer cet horizon comme argillique (Nettleton *et al.*, 1969; Nettleton et Peterson, 1983). Cette absence de revêtements argileux indique en tout cas que **les horizons argilliques ne procèdent pas d'un processus d'illuviation. Une autre origine doit être envisagée dans la formation de ces horizons.** D'après certaines de leurs caractéristiques (taux et nature minéralogique de l'argile, présence de fentes de retrait), les sols du sous-type IIb se rapprochent fortement de l'ordre des Vertisols. Mais certaines caractéristiques (peu de faces de glissement, faiblesse de la teneur en matière organique) empêchent de classer ces sols dans cet ordre.

## 2. CARACTERISATION MINÉRALOGIQUE ET CHIMIQUE

### 2.1. MATÉRIEL ET MÉTHODES

L'étude des minéraux argileux de la zone médiane du versant a été effectuée <sup>3</sup> sur une séquence de sols développés sur lutite présentant un gradient croissant de différenciation, depuis un sol peu différencié (type Ib) jusqu'au sol le plus différencié de la zone (type IIb). Ce travail a donné lieu à la publication d'un article (Ducloux *et al.*, 1995) dont nous n'utiliserons ici que les résultats obtenus pour les deux termes extrêmes de cette

---

3. Analyses réalisées par J. Ducloux.

séquence, c'est-à-dire un Camborthid (désigné par type I) et un Paleargid (désigné par type II).

Les observations microscopiques ont été effectuées sur des lames minces d'échantillons orientés de sols préalablement imprégnés de résine puis polis. L'analyse granulométrique de la fraction 0–2 mm a été réalisée avec la même méthode que celle utilisée pour la caractérisation texturale ci-dessus. La classe argile ( $< 2 \mu\text{m}$ ) a été séparée en 4 fractions par sédimentation (1 à  $2 \mu\text{m}$ , fraction grossière) et par ultracentrifugation :  $0,2 \mu\text{m}$  à  $1 \mu\text{m}$  (fraction moyenne);  $0,2 \mu\text{m}$  à  $0,1 \mu\text{m}$  (fraction fine);  $< 0,1 \mu\text{m}$  (fraction très fine). Ces différentes fractions argileuses ont été ensuite étudiées et analysées de la manière suivante : 1) diffraction des rayons X sur des échantillons orientés par sédimentation, avec saturation en Ca, K et Li (Greene-Kelly, 1957), traitement à l'éthylène-glycol et chauffage, suivie de l'étude de la décomposition du pic 001 (Lanson et Champion, 1991; Lanson et Besson, 1992) ; 2) spectres infrarouges (Fripiat, 1982) obtenus à température ambiante à l'aide d'un spectrophotomètre à transformées de Fourier (appareil de type Nicolet 510 FT); 3) analyses chimiques par fusion au borate de strontium et dissolution acide, et détermination des différents éléments par spectrophotométrie d'absorption; 4) observations au microscope électronique à transmission (MET) sur des suspensions d'argiles fines. Les éléments Si, Al et Mg ont été déterminés par spectrophotométrie d'absorption atomique sur des solutions extraites du sol dans un rapport sol / eau de 1 à 5.

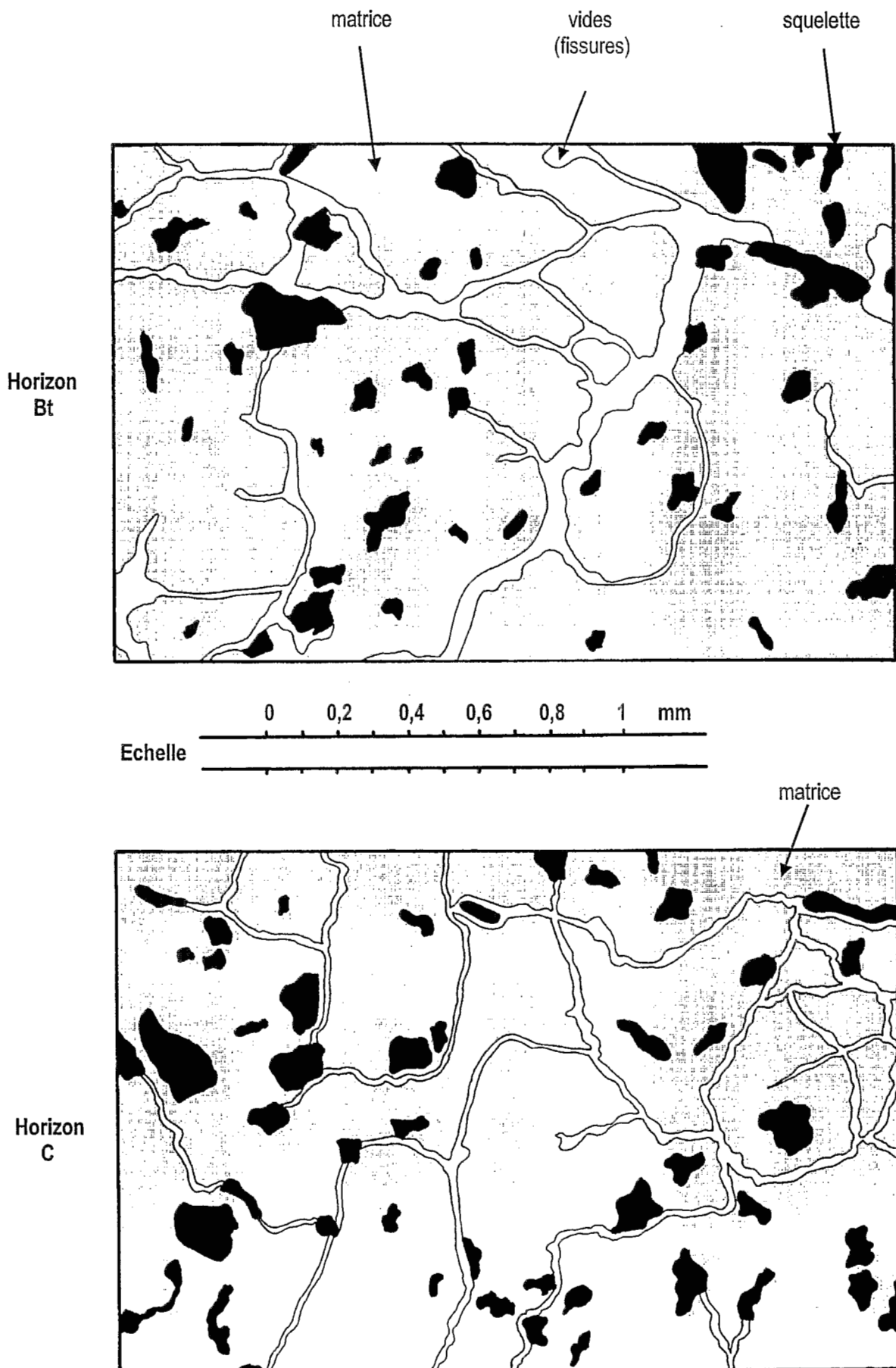
## 2.2. RESULTATS

### 2.2.1. Observations microscopiques

Pour les deux types de sol, l'horizon A montre une très faible microorganisation structurale. Il présente une matrice très fragmentée contenant de nombreux éléments de quartz, feldspath, basalte et carbonates. L'horizon Bt du sol du type II présente une microorganisation structurale très nette en agrégats arrondis dont la taille est comprise entre  $50 \mu\text{m}$  et  $100 \mu\text{m}$ , associés à des éléments détritiques de minéraux et de roches identiques à ceux des horizons A (fig. III.6). Cette même microorganisation structurale se retrouve dans l'horizon B du sol du type I. Les carbonates sont toujours localisés dans les agrégats et jamais dans les vides. Pour tous les horizons B, aucun revêtement argileux du type argilane n'a pu être observé dans les vides et autour des grains du squelette. Pour les types I et II, les horizons C2 (niveau d'altération de la lutite) et C1 (lutite non altérée) montrent une organisation microstructurale, en agrégats arrondis de  $50 \mu\text{m}$  à  $100 \mu\text{m}$ , semblable à celle des horizons Bt et B (fig. III.6). Cette microorganisation en agrégats est typique de la lutite et elle s'est constituée lors de la diagenèse du matériau, au cours des phases de dessiccation (Freytet et Plaziat, 1982). Dans ces horizons C se développent localement des cristaux de gypse lenticulaires.

Les observations au MET montrent essentiellement la présence de smectite dominante dans tous les horizons des deux types de sol. La palygorskite s'observe seulement dans les fractions argileuses fine et très fine de l'horizon Bt du profil du type II. Aussi bien pour les sols du type I que pour ceux du type II, on retrouve dans les horizons Bt et B, et à un degré moindre dans les horizons A, la même organisation microstructurale que dans l'horizon C constitué de lutite. **L'ensemble du profil de sol des types I et II dérive du même matériau parental, c'est-à-dire la lutite. Mais le gradient de différenciation des sols qui s'observe actuellement montre que ce matériau originel a évolué de manière et à une vitesse différentes selon la localisation des sols dans la toposéquence.**

Fig. III 6 - Micromorphologie des horizons Bt et C du sol au type II sur lutite



## 2.22. Analyse granulométrique

Pour les deux types de sols, le profil vertical de la teneur en argile est du type "ventre", avec un taux d'argile plus élevé dans l'horizon B que dans les horizons A et C, ce qui est très accentué pour le sol du type II (tableau III.1). En l'absence d'illuviation (cf. 2.21), il s'agit de déterminer l'origine de cet enrichissement relatif en argile de l'horizon B.

D'une manière générale, plus la teneur en argile totale est élevée, plus la proportion de la fraction argileuse fine et très fine ( $<0,2 \mu\text{m}$ ) est forte (tableau III.1). Ainsi, cette fraction constitue de 15 à 25% de la fraction argile totale dans le sol du type II et de 6 à 13% dans le sol du type I. Pour les deux sols, c'est au niveau de l'horizon B que la proportion d'argile très fine et fine est la plus importante : 13% en B (type I), 20 à 25% en Bt et BC (type II), avec une prédominance de la fraction fine ( $0,1-0,2 \mu\text{m}$ ). A l'inverse, la lutite non altérée (horizon C1) ne contient qu'une faible proportion d'argile de taille inférieure à  $0,2 \mu\text{m}$  (moins de 8%). **L'horizon argillique du sol du type II présente une proportion d'argile fine et très fine près de deux fois plus élevée que celle de l'horizon cambique du sol du type I.**

Tableau III.1 – GRANULOMÉTRIE DE LA FRACTION 0–2 MM DES PROFILS DES TYPES I ET II  
(en % de la terre fine séchée à l'air)

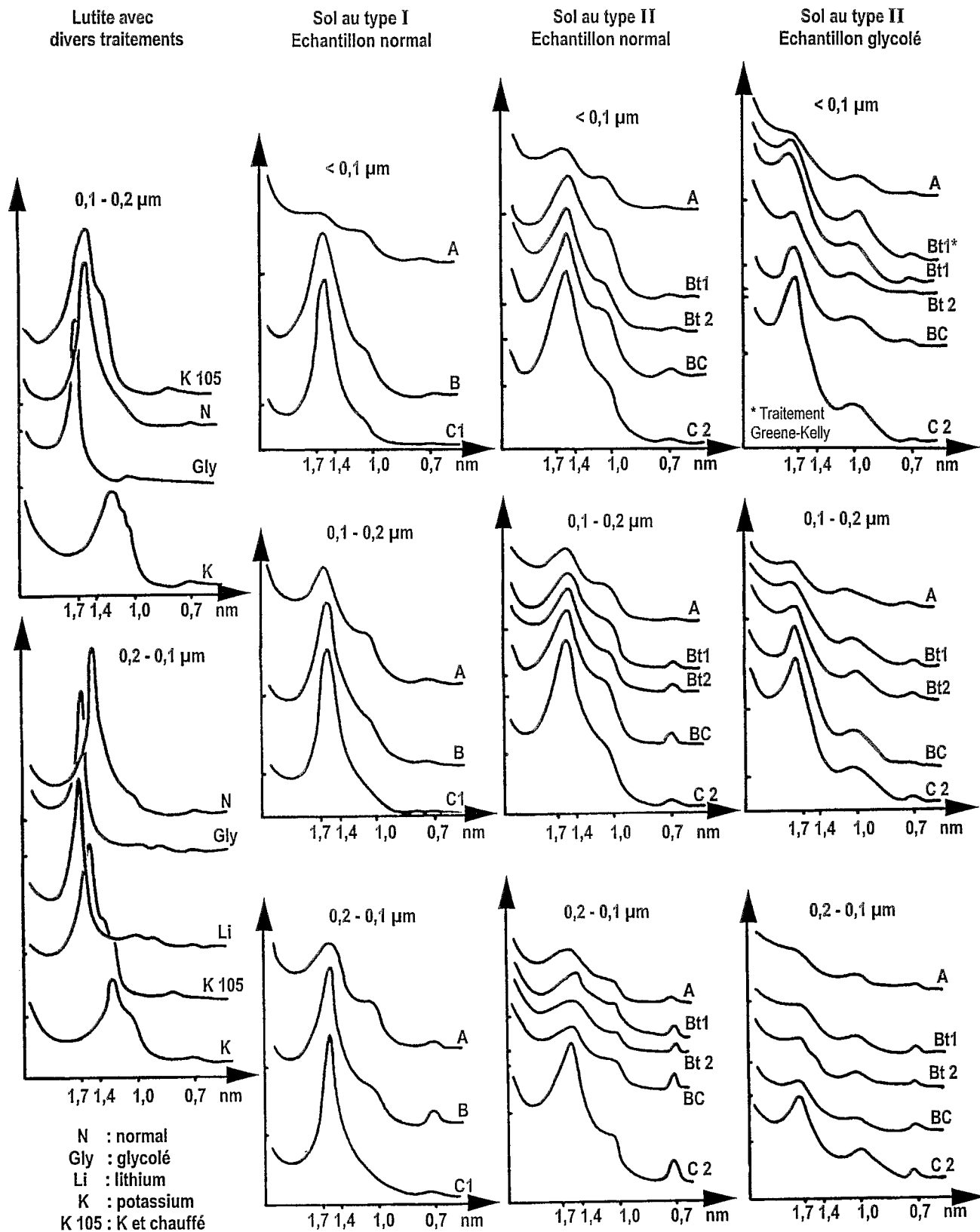
Profil	Horizon	Epaisseur (cm)	Fraction argile				Argile ( $<2\mu\text{m}$ )	Limon ( $2-50\mu\text{m}$ )	Sable ( $50\mu-2\text{mm}$ )
			$<0,1\mu\text{m}$	$0,1-0,2\mu\text{m}$	$0,2-1\mu\text{m}$	$1-2\mu\text{m}$			
type I	A	0–5	0,1	0,9	7,5	7,8	16,3	51,2	31,7
	B	5–24	0,7	2,2	11,5	7,2	21,6	56,8	21,0
	C1	60–90	0,1	0,9	3,1	9,8	13,9	47,4	36,4
type II	A	0–5	0,6	1,6	9,9	2,5	14,6	53,0	32,4
	Bt1	6–50	2,3	6,9	12,4	25,3	46,9	32,1	21,0
	Bt2	50–75	5,3	4,9	15,7	15,7	41,6	33,5	24,7
	C21	75–100	3,8	4,6	17,1	8,8	34,3	35,8	29,1
	C22	100–140	2,8	2,8	6,9	17,2	29,7	35,5	34,7
	C1	140–180	0,0	0,6	4,6	10,7	15,9	45,8	35,8

## 2.23. Minéralogie des argiles

### 2.231. Minéralogie des horizons C (lutite)

Les diagrammes de diffraction des RX de l'argile de la lutite des profils I et II montrent un pic (001) intense à 1,4 nm qui passe à 1,68 nm après traitement à l'éthylène-glycol (fig. III.7). Après le test de Greene-Kelly, l'expansion à 1,7 nm indique une smectite de type beidellite. La saturation au potassium et le chauffage à 105°C produit une fermeture de 1,21 à 1,18 nm, ce qui souligne la présence de minéraux interstratifiés de type illite/smectite. Sur le spectre de poudre, le pic (06, 33) est localisé à 0,150 nm, indice d'une structure dioctaédrique. Les traitements de décomposition du pic (001) montrent la présence d'interstratifiés, à 1,10–1,13 nm, expansibles jusqu'à 1,3 nm, et qui sont légèrement plus abondants dans la fraction argileuse moyenne.

Fig. III 7 - Diffractométrie des R.X. de la fraction argileuse des sols aux types I et II



**L'argile de la roche-mère (lutite) apparaît ainsi comme un mélange de smectite dioctaédrique et de petites quantités d'interstratifiés illite/smectite. La smectite, qui présente des substitutions tétraédriques, est toujours largement prédominante** dans toutes les fractions argileuses. Quelques traces de kaolinite sont présentes, surtout dans la fraction argileuse moyenne.

#### 2.232. Minéralogie des horizons B

Les diffractogrammes des horizons B des deux types de sol montrent un pic (001) proche de 1,4 nm (fig. III.7). Après traitement à l'éthylène-glycol et test de Greene-Kelly, l'expansion atteint 1,7 à 1,8 nm, caractéristique des smectites. Ces dernières sont largement prédominantes, particulièrement dans la fraction argileuse très fine. Le pic (06, 33) montre deux maximums à 0,150 et 0,151 nm qui indiquent des argiles à structure dioctaédrique. De 1,0 à 1,1 nm, un épaulement indique la présence dans toutes les fractions argileuses d'interstratifiés du type illite/smectite et d'illite, plus abondants dans les fractions moyenne et fine. Des traces de kaolinite s'observent surtout dans la fraction argileuse moyenne. Dans l'horizon Bt du sol du type II s'individualise très nettement, en particulier dans la fraction argileuse très fine, un pic à 1,05–1,06 nm qui correspond à de la palygorskite.

Comme pour l'horizon C, la **fraction argile des horizons B des deux types de sol est constituée d'un mélange d'interstratifiés et de smectite, cette dernière étant largement dominante. Le sol du type II se différencie de celui du type I par la présence d'une argile fibreuse dans l'horizon Bt.**

#### 2.233. Minéralogie des horizons A

Pour les deux types de sol, la diffraction des RX montre, comme pour les horizons B et C, la prédominance de smectite dans la phase argileuse ainsi que la présence d'interstratifiés I/S (fig. III.7), mais ces derniers, localisés surtout dans les fractions argileuses fine et très fine, sont en quantité beaucoup plus faible que dans les horizons sous-jacents, comme l'indique la décomposition du pic (001). L'illite est abondante surtout dans la fraction argileuse moyenne, alors que la kaolinite est surtout présente dans la fraction moyenne.

#### 2.234. Conclusion

**La composition minéralogique des horizons des deux types de sol est semblable (large prédominance de smectites et présence d'interstratifiés illite/smectite). Mais le sol du type II se différencie très nettement de celui du type I par l'individualisation de palygorskite dans l'horizon Bt.**

### 2.24. Composition chimique

Tous les horizons des deux types de sol montrent une composition chimique semblable entre eux, cette composition étant typique de celle des smectites, avec en particulier une teneur notable en MgO (tableau III. 2). Le contenu relativement important de K<sub>2</sub>O indique la présence de minéraux argileux micacés, surtout dans la fraction argileuse moyenne.

Tableau III.2 – COMPOSITION CHIMIQUE DE LA FRACTION ARGILEUSE  
DES SOLS DES TYPE I ET II

(en % de la terre fine séchée à l'air; b = fraction argileuse fine (0,2-0,1 µm); c = fraction argileuse très fine (<0,1 µm))

profil	horizon	fraction	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O
type I	A	b	50,2	0,5	17,0	6,0	0,2	4,0	1,9	0,2	3,0	18,5
	B	b	50,1	0,5	16,5	5,4	0,1	4,3	3,5	0,1	2,5	20,0
	C1	b	49,0	0,5	16,1	5,6	0,1	3,6	3,4	0,3	1,8	–
type II	A	b	49,4	0,8	16,6	5,7	0,1	4,9	1,7	0,3	3,0	17,6
	Bt1	c	48,1	0,6	16,9	5,5	0,1	4,8	1,7	0,2	2,6	19,5
	Bt2	b	47,9	0,5	16,3	5,7	0,1	4,7	3,0	0,3	2,7	18,2
		c	48,7	0,2	15,9	5,4	0,1	5,0	2,1	0,2	2,3	19,0
	C21	c	48,3	0,3	16,0	5,4	0,1	4,9	2,3	0,1	2,3	19,9
	C22	c	48,4	0,3	16,2	5,9	0,1	4,5	1,9	0,1	2,4	19,5

La formule structurale de l'argile (tableau III.3) a été calculée selon la méthode de Foster (1961) pour les différents horizons des deux sols, en considérant qu'il n'y avait qu'un seul minéral argileux de type 2:1.

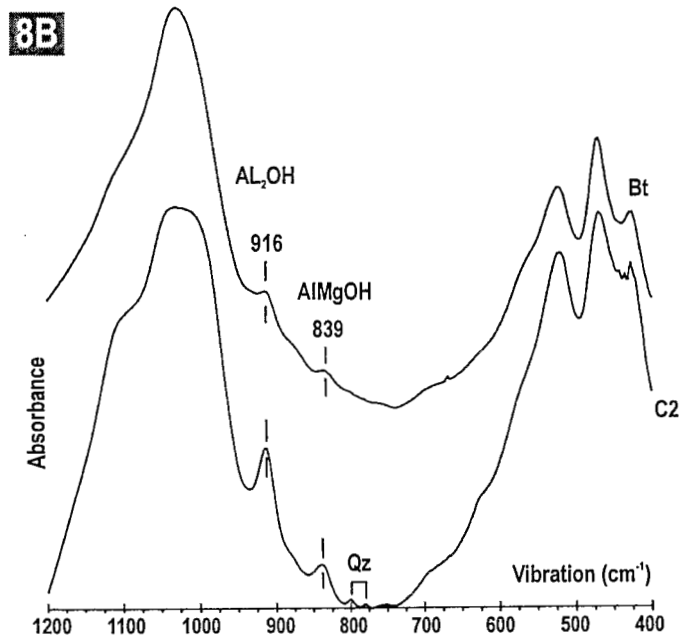
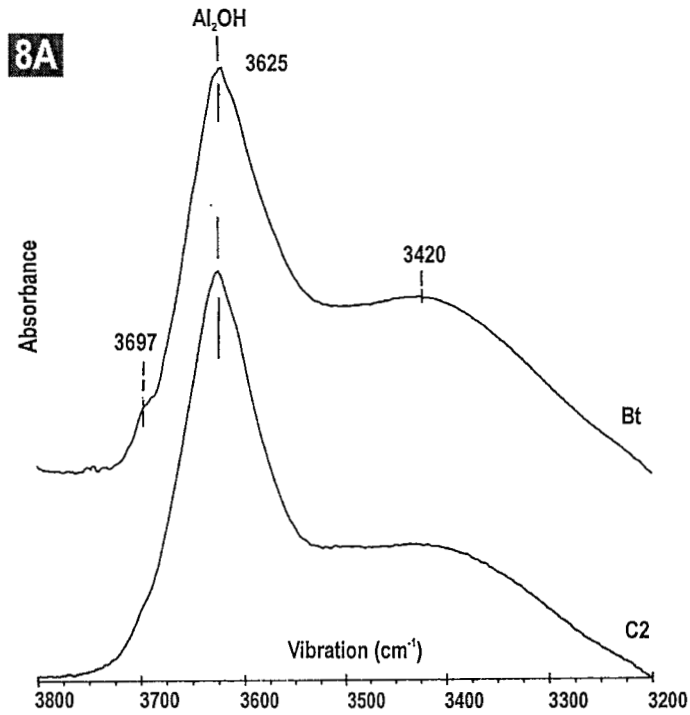
Tableau III.3 – FORMULE STRUCTURALE DE L'ARGILE DES SOLS DES TYPES I ET II  
CALCULÉE SELON LA MÉTHODE DE FOSTER

(formule de l'argile :  $[(Si_x Ti_y Al_z) O_{10}] [(Al_t Fe^{III}_u Mg_v Mn_w) (OH)_2] [CI]$   
(nombre de cations par 1/2 maille; CI = charge totale interfoliaire)

profil	horizon	fraction	Position tétraédrique			Position octaédrique				CI
			Si	Ti	Al	Al	Fe	Mg	Mn	
Type I	A	b	3,627	0,028	0,345	1,247	0,330	0,447	0,010	0,698
	B	b	3,607	0,029	0,364	1,232	0,332	0,457	0,004	0,748
	C1	b	3,509	0,043	0,448	1,296	0,333	0,409	0,004	0,735
Type II	A	b	3,690	0,044	0,266	1,196	0,321	0,547	0,007	0,605
	Bt1	c	3,670	0,037	0,293	1,224	0,317	0,546	0,005	0,568
	Bt2	b	3,684	0,030	0,316	1,192	0,332	0,539	0,006	0,622
		c	3,739	0,016	0,245	1,188	0,310	0,574	0,005	0,594
	BC	c	3,719	0,017	0,264	1,088	0,315	0,560	0,005	0,624
	C2	c	3,722	0,017	0,261	1,203	0,342	0,515	0,005	0,587

Ces formules structurales ne sont que théoriques, car en réalité la fraction argileuse du sol est constituée d'un mélange de minéraux argileux de type différent. Le calcul selon Foster montre des niveaux élevés pour Al<sup>VI</sup> et Al<sup>IV</sup>, alors que corrélativement le niveau de Mg est relativement bas. Cependant, on note une augmentation de la teneur en Mg lors du passage de la roche-mère aux horizons pédologiques. La charge totale interfoliaire est élevée, ce qui est dû au calcium provenant de la calcite qui a été intégré dans le calcul, car nous l'avons considéré comme un cation échangeable. Il existe une relation linéaire entre les teneurs en Al<sup>VI</sup> et en Mg<sup>VI</sup> :  $Y_{Mg} = 1,532 - 0,848 X_{Al}$  ( $r = 0,68$ ). Cette corrélation négative entre le magnésium octaédrique et l'aluminium octaédrique montre qu'il existe une **substitution progressive de l'aluminium par le magnésium** lorsque l'on passe de la roche-mère aux horizons argileux. Sur le plan minéralogique, cela traduit la **solubilisation progressive de l'argile de la lutite et sa recristallisation dans les horizons B sous forme d'une argile plus riche en magnésium**.

Fig. III 8 - Spectre infra-rouge dans la zone de vibration de valence des OH (8a) et dans la zone de vibration de déformation des OH (8b) des fractions argileuses très fines des horizons Bt et C2 du sol au type II





## 2.25. Spectrophotométrie infrarouge

Les spectres obtenus étant peu différents entre les deux types de sol, nous ne présenterons que ceux obtenus pour le sol du type II. Les bandes qui s'individualisent le plus nettement sont caractéristiques des smectites. Dans la zone de vibration de valence des OH (fig. III.8a), le spectre montre une intense bande d'absorption près de  $3625\text{ cm}^{-1}$ , qui n'a pas exactement la même forme et la même position dans tous les échantillons. Cela existe fréquemment pour les vibrations de  $\text{Al}_2\text{OH}$  dans les smectites (Farmer, 1974). L'épaule centrée à  $3420\text{ cm}^{-1}$  correspond à de l'eau interfoliaire (Farmer, 1974), tandis que le très faible épaule à  $3697\text{ cm}^{-1}$  provient d'une très faible quantité de kaolinite (Farmer et Russell, 1964). Dans la zone de vibration de déformation des OH (fig. III.8b), la bande à  $916\text{ cm}^{-1}$  correspond aux vibrations de  $\text{Al}_2\text{OH}$  (Farmer, 1974). Une autre bande de vibration à  $839\text{ cm}^{-1}$  est attribuée à  $\text{AlMgOH}$  (Russell *et al*, 1970; Farmer, 1974). Depuis la lutite jusqu'à l'horizon Bt, le rapport de l'intensité entre les bandes 839/916 augmente, ce qui indique **un enrichissement en magnésium de l'horizon Bt par rapport à l'horizon C**. Cela est en accord avec les résultats de l'analyse chimique.

## 2.3. DISCUSSION

### 2.31. Les smectites

L'argile de la lutite est constituée essentiellement d'une smectite dioctaédrique formée dans un environnement lacustre, avec cristallisation de gypse (Bartolino, 1988). Cette smectite présente des substitutions Al-Si en position tétraédrique, ce qui l'apparente à une beidellite. Sur le diagramme de Borchardt (1989) de composition octaédrique  $[\text{Al} / (\text{Al} + \text{Fe})]$  en relation avec les charges tétraédriques  $[\text{Al}^{\text{IV}} / (\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Mg}^{\text{VI}})]$ , les échantillons correspondant à l'argile des horizons de lutite sont localisés de part et d'autre des domaines de la montmorillonite et de la beidellite (fig. III.9).

Par contre, les échantillons des horizons B sont situés près du centre du domaine de la montmorillonite, ce qui indique un enrichissement relatif en  $\text{Mg}^{\text{VI}}$  par rapport aux horizons C, alors que le Fe en position octaédrique reste pratiquement constant. Ainsi, **lors du passage de la roche-mère à l'horizon B, l'argile de type beidellite de la lutite se transforme en une nouvelle smectite à tendance trioctaédrique de type montmorillonite**. D'après Borchardt et Hill (1985), la montmorillonite ne peut se former qu'à partir de solutions dont le pH est supérieur à 6,7, ce qui est le cas ici où les solutions extraites du sol <sup>4</sup> ont un pH qui varie de 7,8 à 8,4. **La montmorillonite des horizons B, formée à partir de solutions relativement riches en Si, Al et Mg, résulte donc vraisemblablement d'un processus de néoformation** (Nettleton et Brasher, 1983), et ce sont ces apports en Si, Al et Mg par les solutions du sol qui contribuent à l'enrichissement relatif en argile des horizons B et expliquent l'existence du "ventre" argileux constaté à ce niveau <sup>5</sup>.

4. Il s'agit de solutions au 1/5 et non d'extraits de pâte saturée; en l'absence de sels facilement solubles, les teneurs en Si, Al et Mg obtenues avec ces deux types de solution sont voisines.

5. Ces apports en Si, Al et Mg sont d'autant plus importants que les sols du type II stockent chaque année au moins deux fois la pluviométrie moyenne annuelle (cf. chapitre VII).

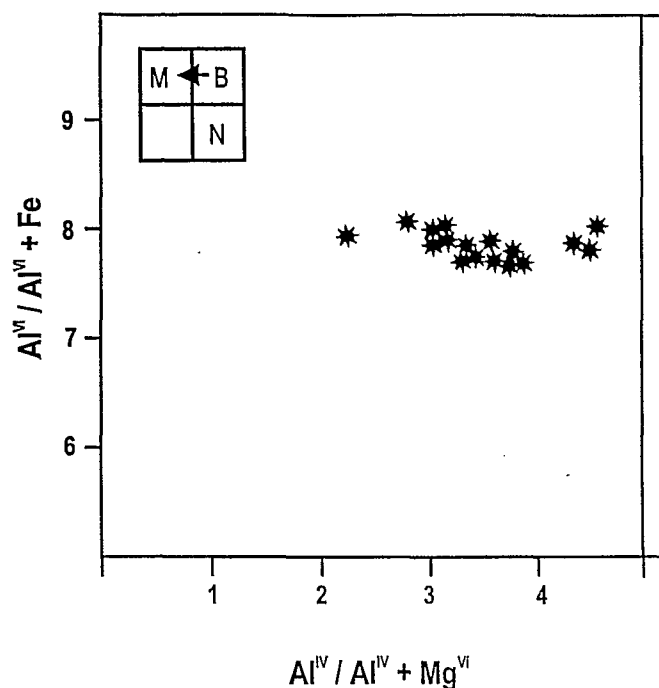


Fig. III 9 - Localisation des échantillons argileux sur le diagramme de Borchardt (1989)

(les petits carrés en haut à gauche correspondent au diagramme complet ; la flèche indique l'évolution de la composition des argiles lors du passage de la lutite à l'horizon argileux ; M, B et N = domaine respectivement de la montmorillonite, de la beidellite et de la nontronite)

Dans le diagramme ( $4Si-M^+-3R^2$ ), où  $4Si = Si/4$ ,  $M^+ = Na^+ + K^+ + 2Ca^+$  et  $3R^2 = (Mg + Fe^{2+} + Mn)/3$  (Meunier *et al.*, 1991), les échantillons argileux sont localisés entre les positions di et trioctaédrique, indiquant soit un mélange de smectites di et trioctaédriques, soit des smectites intermédiaires dont la composition participe à la fois des positions di et trioctaédriques. La spectrophotométrie infrarouge fait songer nettement à des smectites intermédiaires, car l'intensité de la bande d'absorption de  $AlMgOH$  qui augmente en même temps que l'augmentation en Mg, n'atteint pas toutefois le stade d'une bande de  $Mg_3OH$ , typique des argiles trioctaédriques. Il y a donc une tendance vers la saponite, ce qui est conforme aux observations de Droste (1961) et de Papke (1970) qui décrivent des minéraux qui s'apparentent à la saponite dans des sols et des sédiments de *playa* dans un environnement semblable à celui de Mapimi.

### 2.32. Les interstratifiés

Les minéraux argileux interstratifiés, du type illite / smectite (I/S), se rencontrent surtout dans les horizons B et en moindre proportion dans les horizons C. Leur présence laisse supposer qu'ils dérivent soit de smectites, soit d'illites. D'après Shawney et Reynolds (1985), expérimentalement, l'extraction du potassium présent dans des mélanges de minéraux micacés à structure proche de celle de l'illite aboutit, selon les traitements réalisés, à des interstratifiés plus ou moins ouverts. Ces minéraux I/S peuvent aussi résulter de la transformation incomplète de smectite en illite par fixation de  $K^+$  (Nettleton *et al.*, 1973; Nadeau *et al.*, 1984, 1985). Le fait que les interstratifiés présents dans les sols des types I et II soient localisés surtout dans les fractions argileuses fine et moyenne, laisse penser que **la voie décrite par Shawney et Reynolds est celle qui expliquerait la formation des minéraux I/S dans les sols de Mapimi.**

Plusieurs travaux expérimentaux (Mamy et Gauthier, 1976; Eberl, 1984; Andreoli *et al.*, 1989) ont montré l'influence prépondérante des alternances humectation-dessiccation dans la formation d'interstratifiés I/S à partir de smectites. Or, les conditions climatiques de Mapimi, durant la période pluvieuse de juin à septembre, sont

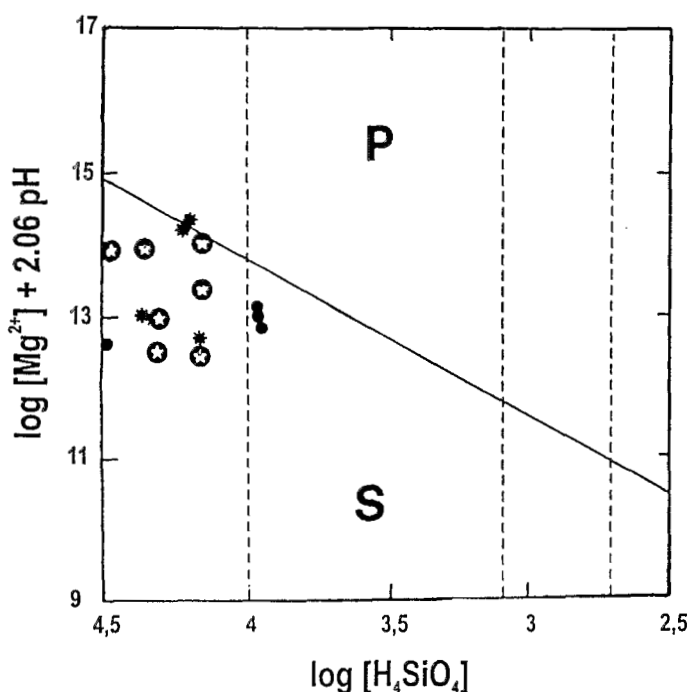
tout à fait comparables aux cycles expérimentaux humectation–dessiccation ci–dessus. D'un autre côté, B.F. Jones (1983) a montré que la formation d'interstratifiés I/S dans un milieu où préexistent des smectites contrarie la néoformation de minéraux argileux fibreux. Cela expliquerait les faibles quantités de palygorskite dans les sols de Mapimi, bien que les conditions géochimiques de formation de ce minéral soient réunies.

### 2.33. La palygorskite

La palygorskite a été décrite en zones arides et semi–arides (Singer et Norrish, 1974; Yaalon et Wieder, 1976) dans des environnements variés comme hydrothermal (Furbish et Sands, 1976), marin, lagunaire, de *playa* (Parry et Reeves, 1968), mais surtout dans des milieux calcaires (Van den Heuvel, 1966; Millot *et al.*, 1969; Gardner, 1972; Goudie, 1972; Watts, 1980; Paquet, 1983; Monger et Daugherty, 1991; Botha et Hughes, 1992). L'hypothèse de l'origine éolienne de la palygorskite a été souvent invoquée (Gile, 1970; Yaalon et Ganor, 1973). A Mapimi, l'absence de palygorskite dans les horizons A et C, et sa présence seulement dans les horizons Bt argilliques écarte l'idée d'une origine éolienne pour ce minéral. L'hypothèse la plus plausible semble donc être la néogénèse. La palygorskite est considérée comme un minéral qui s'est formé dans un milieu calcaire, aussi bien par altération de montmorillonite (Yaalon et Wieder, 1976) que par néoformation (Millot *et al.*, 1977; Singer *et al.*, 1995). Montmorillonite et palygorskite sont souvent associées, ce qui est dû à leurs domaines de stabilité (Elprince *et al.*, 1979) qui sont très voisins (fig. III.10), sans que cela implique nécessairement la transformation de l'un en l'autre minéral (Singer, 1989). Sur ce diagramme de stabilité smectite–palygorskite, les points représentant les

Fig. III 10 - Composition des solutions extraites des horizons de sols aux types I et II par rapport au domaine de stabilité de la Palygorskite (P) et de la Smectite (S)

(points noirs = horizons A ; astérisques = horizons B argileux ; étoiles dans cercle noir = horizons C (lutite))



solutions du sol extraites des différents horizons des sols des types I et II sont localisés dans le domaine des smectites, près de la limite avec le domaine de la palygorskite, quelques points représentant les horizons Bt argilliques étant situés en limite des deux domaines de stabilité. **Cela signifie que les conditions géochimiques des sols aux types I et II sont favorables à la formation de smectite et de palygorskite.** Contrairement à ce qu'indiquent Yaalon et Wieder (1976), un environnement riche en calcaire ne semble donc pas nécessaire à Mapimi pour que se forme de la palygorskite.

### 3. CONCLUSION

Les sols de la zone médiane du versant (sauf ceux sur *lomas*) se sont développés à partir d'un **même matériau originel** (lutite). L'action des facteurs de la pédogenèse sur ce matériau a abouti à une **séquence évolutive** de sols présentant un **gradient de différenciation** dont les termes extrêmes sont des **Régosols** (différenciation faible ou nulle) et des **Argids** (différenciation notable). Ces derniers se caractérisent par le développement à faible profondeur d'un horizon argillique fortement structuré qui contraste très nettement, à la fois morphologiquement et texturalement, avec les horizons sus et sous-jacents.

Les **sols peu différenciés** sont situés dans les zones favorables au **ruissellement superficiel** des flux hydriques avec corrélativement une infiltration peu importante. A l'inverse, les **Argids** sont localisés dans les zones où les écoulements superficiels sont perturbés et piégés dans leur cheminement, ce qui favorise l'**infiltration** au détriment du ruissellement. La **différenciation pédologique** apparaît donc comme **fortement dépendante du bilan hydrique** des sols.

La fraction argileuse des Argids est constituée essentiellement de smectite sur l'ensemble du profil. La forte teneur en argile de l'horizon argillique **ne résulte pas d'un mécanisme d'illuviation**, mais après dissolution et précipitation, de la **transformation de l'argile préexistante dans la lutite, du type beidellite, en une argile plus riche en magnésium, du type montmorillonite**. Il s'agit d'une véritable **néoformation, résultat de processus pédogénétiques**, dans lesquels l'eau joue le rôle **primordial**. Cette hypothèse est confortée par l'**individualisation de palygorskite uniquement dans les horizons argilliques**.



*Troisième partie*

**ETUDE EXPERIMENTALE DU CYCLE DE L'EAU**



## INTRODUCTION : DEMARCHE EXPERIMENTALE

L'objectif de cette troisième partie est de déterminer les mécanismes et processus du fonctionnement hydrique de la toposéquence, ce qui a été réalisé par le biais d'une étude expérimentale du cycle terrestre de l'eau le long de cette dernière.

Dans tout écosystème, l'eau est l'élément fondamental qui conditionne l'existence des êtres vivants et qui détermine les processus physico-chimiques de transformation de la phase minérale. La couverture pédologique est le milieu d'accueil de cet élément qui agit comme un réservoir temporaire de l'eau infiltrée et comme un régulateur contrôlant la répartition des différents flux d'eau : ruissellement, drainage, évaporation et transpiration (Noy Meir, 1973). Le sol intervient donc comme un relais dans les échanges et transferts hydriques à la surface terrestre et son rôle apparaît d'autant plus déterminant que l'eau est rare (Floret *et al*, 1990).

La caractérisation du fonctionnement hydrique d'une entité de paysage doit donc prendre en compte ces interrelations entre l'eau et le substrat édaphique. C'est cet aspect qui a guidé notre démarche expérimentale, laquelle consiste à quantifier le devenir de l'eau lors de chacune des phases de son cycle terrestre en fonction des différents systèmes écologiques rencontrés.

Deux méthodes complémentaires ont été utilisées pour cette quantification. D'abord une méthode en mode diachronique pluriannuel, c'est-à-dire en conditions naturelles, ce qui dépend du caractère aléatoire du climat, en particulier de la forte variabilité de la pluviométrie, laquelle doit cependant être prise en compte afin que les résultats soient représentatifs et significatifs, mais cela nécessite une longue durée d'expérimentation. Afin de réduire celle-ci, nous avons utilisé une méthode en mode synchrone instantané, c'est-à-dire la reproduction par expérimentations des conditions naturelles, ce qui permet ainsi de diminuer notablement le temps d'étude. Il fallait de plus prendre en compte les différents aspects du cheminement terrestre de l'eau en liaison avec l'échelle à laquelle se produisent les phénomènes, d'où l'emploi de stations expérimentales de taille adaptée à ces phénomènes. Ces stations ont ainsi une taille croissante, depuis le niveau ponctuel (m<sup>2</sup>), fraction d'un système écologique, jusqu'au niveau de l'unité hydrologique fonctionnelle de base (bassin versant) englobant un ensemble de systèmes écologiques.



Notre démarche expérimentale s'inspire des différentes phases de la méthodologie utilisée par la modélisation à discrétisation spatiale (Girard *et al.*, 1972; Girard *et al.*, 1981) qui prend en compte la hiérarchisation du ruissellement à mesure qu'il se développe dans son cheminement le long du versant. Ce modèle subdivise au préalable le bassin versant en "carrés" dont la taille est déterminée par les caractéristiques du milieu. Pour l'ensemble de ces "carrés", on définit cinq fonctions interconnectées qui modélisent le cycle de l'eau (Chevallier *et al.*, 1985) :

- une **fonction d'entrée** : apports en eau au système (pluie, ruissellement, remontée de nappe).
- une **fonction de production** au niveau d'un "carré" donné : bilan hydrique, c'est-à-dire répartition des apports entre l'évapotranspiration, le ruissellement et l'infiltration.
- une **fonction de transfert de surface** : passage d'un "carré" au suivant de l'écoulement superficiel donné par la fonction de production précédente.
- une **fonction de transfert souterrain** : passage d'un "carré" au suivant des quantités d'eau stockées ou qui transitent dans la zone souterraine.
- une **fonction d'échange surface-souterrain** : échanges réciproques dans la "zone tampon" entre les écoulements de surface et les écoulements souterrains.

Mais il n'était pas nécessaire de prendre en compte l'ensemble de ces fonctions pour quantifier le **cycle de l'eau** dans la région de Mapimi car celui-ci est uniquement **superficiel**. En effet, il n'y a pas de drainage vers la profondeur et le drainage oblique est pratiquement inexistant. De plus, les nappes sont très profondes et ne participent pas à la recharge du stock hydrique du sol (cf. chapitres V, VI et VII). Dans ces conditions, ce sont essentiellement les paramètres des trois premières fonctions du modèle ci-dessus qu'il est nécessaire de mesurer.

De la sorte, les différentes phases du cycle terrestre de l'eau peuvent se schématiser de la manière suivante, chacune de ces phases soulevant diverses **interrogations**, auxquelles **nous allons essayer de répondre** dans les quatre chapitres suivants :

- 1) **L'apport en eau**. Quelle est la quantité d'eau météorique reçue par les différents systèmes écologiques? Existe-t-il une variabilité spatio-temporelle dans ces apports et quelle est son importance?
- 2) **Le devenir de l'eau à l'interface sol-atmosphère**. Que devient l'eau lorsqu'elle parvient au contact avec la surface terrestre? Elle ruisselle? Elle s'infiltré? Dans quelle proportion? Qu'est-ce qui influence ce choix?
- 3) **La voie ruissellement**. Comment se redistribue l'eau de surface le long du versant? Quels sont les facteurs qui conditionnent cette redistribution?
- 4) **La voie infiltration**. Quels sont les paramètres qui déterminent le stockage de l'eau dans le sol? Comment cette réserve hydrique est-elle ensuite consommée?

## CHAPITRE IV

### L'APPORT EN EAU AU SYSTEME CARACTERISATION DU PARAMETRE PLUIE

Deux paramètres principaux, température et précipitation, déterminent le climat d'une région. Mais c'est surtout la variabilité interannuelle de la pluviométrie qui provoque les déséquilibres écologiques, car ce sont essentiellement les quantités d'eau précipitée qui conditionnent le fonctionnement et la dynamique des écosystèmes, et cela d'autant plus que l'environnement est aride. **D'où le rôle primordial du paramètre pluie et la nécessité de le caractériser. Tel est l'objectif du présent chapitre.**

Les différents auteurs (Garcia, 1969, 1973; Vilchis Marin, 1979, 1981; Schmidt, 1979, 1983a, b; Cornet, 1984, 1988; 1992a) ayant étudié la pluviométrie du sud du Désert de Chihuahua, ont mis en évidence trois caractéristiques principales : **la rareté des pluies, leur concentration sur une courte période de l'année qui correspond à la période de plus forte insolation et leur forte variabilité.** Pour illustrer cela, nous avons analysé les données pluviométriques de différentes stations, à deux échelles d'observations :

- **une échelle ponctuelle**, avec un suivi diachronique du même site, pour mettre en évidence les variabilités intra et inter-annuelles.

- **une échelle spatiale**, avec un suivi à la fois synchrone et diachronique de plusieurs sites rapprochés et répartis sur une surface de faible étendue, afin de caractériser la variabilité spatiale au niveau local.

## 1. METHODOLOGIE

### 1.1. STATIONS PLUVIOMÉTRIQUES

A l'échelle ponctuelle, nous avons utilisé les données de deux stations. L'une d'elles, localisée dans la Réserve de la Biosphère de Mapimi, appelée Laboratoire, est en service depuis 1978. L'autre, appelée Ceballos, située à 42 km à l'ouest de la précédente, dispose d'observations exploitables s'étendant sur la période 1956 à 1987. Les coordonnées de ces deux stations sont les suivantes :

#### Laboratoire

- latitude nord : 26°41'
- longitude ouest : 103°45'
- altitude : 1160 m

#### Ceballos

- latitude nord : 26°36'
- longitude ouest : 104°18'
- altitude : 1188 m.

A l'échelle spatiale, il nous a fallu mettre en place un réseau pluviométrique centré sur la toposéquence d'étude. Ce réseau comporte 47 pluviomètres distribués spatialement de manière équilibrée sur une surface d'environ 35 km<sup>2</sup> et positionnés en fonction du gradient topographique (1150 à 1475m), en tenant compte aussi des contraintes pratiques inhérentes au milieu, en particulier la nécessité de disposer d'un accès facile après toute pluie. L'ensemble des données pluviométriques brutes utilisées est présenté en annexe.

## 1.2. MATÉRIEL – CRITIQUE DES DONNÉES PLUVIOMÉTRIQUES

Les pluviomètres utilisés dans les deux stations Laboratoire et Ceballos sont du type *association* à bague réceptrice de 400 cm<sup>2</sup>, dont la partie supérieure est située à 1 mètre au-dessus de la surface du sol (Asseline, 1992a). Les relevés ont toujours été effectués par du personnel technique permanent, avec des contrôles fréquents par du personnel scientifique. Dans ces conditions, **nous considérons les données pluviométriques des deux stations comme fiables**. A Ceballos cependant, les observateurs ont pratiquement toujours fourni des chiffres arrondis à 0,5 mm, et certaines dates de relevés ne sont pas toujours synchrones des événements pluviométriques. De plus, quelques pluies, distinctes les unes des autres mais très rapprochées dans le temps, ont parfois été réunies sous une même date par ces observateurs. Les relevés de Ceballos sont continus d'avril 1956 à mai 1986 et de mars à juin 1987. Ensuite, ils sont devenus très irréguliers et inexploitable. Les relevés du Laboratoire couvrent intégralement la période mars 1978 – décembre 1992.

Les 47 pluviomètres utilisés pour l'étude à l'échelle spatiale sont des totalisateurs à bain d'huile fabriqués localement, dont la surface réceptrice est la même que celle des pluviomètres des stations (Asseline, 1992a). Le choix de ce type d'appareil a été imposé par des impératifs budgétaires. Par suite de son mode de lecture, ce pluviomètre totalisateur est surtout adapté à la mesure cumulée de pluies différentes sur une période plus ou moins longue. La hauteur de pluie donnée par cet appareil est en effet d'autant plus imprécise que la précipitation est plus faible (même erreur absolue de lecture sur une seule pluie ou sur plusieurs pluies cumulées, mais erreur relative différente dans les deux cas). Cela nous a amené à tester la validité des valeurs obtenues avec ces pluviomètres totalisateurs, en les comparant à celles obtenues avec un pluviomètre standard à lecture directe situé à proximité immédiate du totalisateur. Cette comparaison (Asseline, 1992b) concerne 183 couples de hauteurs pluviométriques, correspondant à 20 sites et à 12 pluies différentes.

Pour l'ensemble de ces couples, la corrélation entre la hauteur de pluie mesurée au pluviomètre totalisateur ( $P_{tot}$ ) et celle mesurée au pluviomètre standard ( $P_{st}$ ) est hautement significative :

$$P_{tot} = 1,01 P_{st} - 0,6 \text{ (coefficient de corrélation } R = 0,995\text{).}$$

Le pluviomètre standard donne une valeur supérieure à celle mesurée au pluviomètre totalisateur pour 81% des pluies inférieures à 10 mm et pour 56% de celles supérieures à 10 millimètres (tableau IV.1). Dans la majorité des cas, **le pluviomètre totalisateur sous-estime la hauteur précipitée**. Mais **cette sous-estimation reste très limitée en valeur absolue** et elle est du même ordre de grandeur (0,8 à 1,5 mm), quelle que soit la hauteur précipitée. Il faut observer que l'écart de mesure entre les deux types de pluviomètres est semblable à celui que nous avons mesuré entre deux pluviomètres standard placés côte à côte dans les mêmes conditions.

Tableau IV.1 – COMPARAISON DES HAUTEURS DE PLUIE MESURÉES AVEC UN PLUVIOMÈTRE TOTALISATEUR ( $P_{TOT}$ ) ET UN PLUVIOMÈTRE STANDARD À LECTURE DIRECTE ( $P_{ST}$ ) PLACÉS CÔTE À CÔTE

Pluie	N	$P_{ST} > P_{TOT}$		$P_{TOT} > P_{ST}$	
		N1	X	N2	X
moins de 4 mm	87	74	1,5	13	0,9
4 à 10 mm	35	25	1,5	10	1,0
10 à 20 mm	19	11	1,3	8	1,0
20 à 30 mm	20	12	1,3	8	0,8
30 à 60 mm	22	11	1,0	11	0,9

N = nombre total de couples de hauteur de pluie obtenus avec les deux types de pluviomètres  
 N1, N2 = nombre de couples de pluies pour chacun des deux cas :  $P_{ST}$  supérieur à  $P_{TOT}$  ou  $P_{TOT}$  supérieur à  $P_{ST}$   
 X = moyenne arithmétique en mm de la différence de hauteur de pluie entre les deux types de pluviomètres

La sous-estimation de la hauteur de pluie donnée par le pluviomètre totalisateur peut s'expliquer, comme l'a signalé Asseline (1992b), par la forme même du pluviomètre. Celui-ci, au-dessus du niveau d'huile, est constitué par un tube métallique sur les parois duquel viennent s'écraser les gouttes de pluie et où elles peuvent alors être évaporées avant d'atteindre la couche d'huile. Ce processus se produit surtout en période estivale, au début de la pluie, lorsque le tube en acier du pluviomètre est encore chaud. Pour y remédier, il est indispensable de limiter la hauteur libre du tube du pluviomètre au-dessus du bain d'huile.

### 1.3. CONCLUSION

**Les données pluviométriques utilisées nous paraissent acceptables quant à leur validité et à leur fiabilité.**

## 2. CARACTERISATION DE LA PLUVIOMETRIE A L'ECHELLE PONCTUELLE

### 2.1. PLUVIOMETRIE À L'ÉCHELLE ANNUELLE

#### 2.1.1. Hauteur

Pour la station Laboratoire (1979–1992), la pluviométrie moyenne interannuelle (tableau IV.2) est de 279,0 mm ( $\sigma = 70,3$  mm; CV = 25,2%). Les hauteurs d'eau annuelle extrêmes mesurées sont de 169,2 mm (1989) et 407,7 mm (1986), soit un rapport de 2,4 entre ces deux valeurs. Pour la station Ceballos, la moyenne pluviométrique interannuelle (1957–1985) est de 293,0 mm ( $\sigma = 122,1$  mm; CV = 41,7%). Les extrêmes mesurés sont de 118,3 mm (1982) et 532,0 mm (1985), soit un rapport de 4,5. La moyenne interannuelle calculée à partir des moyennes intermensuelles est très peu différente des valeurs précédentes pour chacune des deux stations : 285,3 mm pour le Laboratoire et 291,8 mm pour Ceballos. Malgré la différence de durée d'observation entre les deux stations, leur pluviométrie moyenne interannuelle est très voisine, avec cependant pour Ceballos une valeur supérieure d'environ 5% et des variations interannuelles beaucoup plus accentuées qu'au Laboratoire. La médiane est très proche de la moyenne interannuelle pour les deux stations, ce qui indique une distribution relativement peu asymétrique des pluies annuelles pour la période considérée.

En première approximation, pour caractériser la pluviométrie annuelle d'une région aride, la moyenne interannuelle d'un seul site quelconque paraît être un paramètre pertinent et suffisant à lui seul. Une analyse plus fine montre qu'il n'en est rien.

Tableau IV.2 – MOYENNES INTERANNUELLES EN MM  
DES PRÉCIPITATIONS MENSUELLES ET ANNUELLES  
POUR LES STATIONS LABORATOIRE (1978 – 1992) ET CEBALLOS (1956 – 1987)

	<u>Laboratoire</u>				<u>Ceballos</u>			
	n	p	$\sigma$	cv	n	p	$\sigma$	cv
Janvier	14	<b>13,9</b>	20,4	146,8	30	<b>11,1</b>	14,5	130,6
Février	14	<b>5,8</b>	6,5	112,1	31	<b>6,2</b>	8,5	137,1
Mars	15	<b>2,0</b>	2,2	110,0	32	<b>2,6</b>	7,0	269,2
Avril	15	<b>13,5</b>	18,0	133,3	31	<b>10,8</b>	20,9	193,5
Mai	15	<b>20,1</b>	16,0	79,6	31	<b>18,6</b>	25,7	138,2
Juin	15	<b>36,8</b>	36,4	98,9	30	<b>36,7</b>	38,1	103,8
Juillet	15	<b>48,0</b>	30,6	63,8	30	<b>44,6</b>	35,5	79,6
Août	15	<b>57,4</b>	40,3	70,2	30	<b>60,7</b>	42,4	69,9
Septembre	15	<b>42,0</b>	33,6	80,0	30	<b>55,1</b>	47,9	86,9
Octobre	15	<b>24,7</b>	25,6	103,6	30	<b>28,8</b>	31,6	109,7
Novembre	15	<b>9,0</b>	11,6	128,9	30	<b>7,4</b>	10,2	137,8
Décembre	15	<b>12,1</b>	16,0	132,2	30	<b>9,2</b>	10,2	110,9
Année (1)	14/15	<b>285,3</b>	-	-	30/32	<b>291,8</b>	-	-
Année (2)	14	<b>279,0</b>	70,3	25,2	28	<b>293,0</b>	122,1	41,7
Médiane annuelle	-	<b>274,0</b>	-	-	-	<b>296,1</b>	-	-

(1) = moyenne interannuelle calculée à partir des moyennes intermensuelles (en mm)

(2) = moyenne interannuelle calculée à partir des totaux annuels des années complètes (en mm)

n = nombre d'années d'observations – p = moyenne mensuelle ou annuelle des précipitations (en mm)

$\sigma$  = écart-type (en mm) – cv = coefficient de variation en % =  $(\sigma/p) \times 100$

Les coefficients de variation ci-dessus mettent en évidence la **variabilité intrastationnelle** de la pluviométrie annuelle. Ces coefficients, en particulier à Ceballos, sont semblables à ceux des autres régions arides et semi-arides du monde (Fontes, 1983; Poncet, 1986; Le Houérou et Grenot, 1987; Grouzis, 1988; Le Houérou, 1990, 1992), ce qui souligne la similitude du régime pluviométrique de ces régions avec celui de Mapimi.

La comparaison des précipitations annuelles des deux stations pour leur période commune d'observations (1979–1985) montre que la hauteur précipitée dans les deux stations peut être semblable ou bien très différente (tableau IV.3). La corrélation entre les deux séries de valeurs est d'ailleurs faible ( $r^2 = 0,33$ ), **ce qui indique une variabilité interstationnelle notable**. Ainsi, si l'écart de pluviométrie est peu important en 1979 (27,6 mm), 1980 (42,8 mm) et 1983 (11,8 mm), il est plus conséquent en 1981 (75,4 mm) et surtout en 1982 (135,8 mm), 1984 (206,0 mm) et 1985 (208,3 mm). Ces différences notables de pluviométrie existent aussi bien pour des années à pluviométrie déficitaire (1982) qu'excédentaire (1984, 1985).

Tableau IV.3 – PLUVIOMETRIE ANNUELLE EN MM DES STATIONS LABORATOIRE ET CEBALLOS DURANT LEUR PÉRIODE COMMUNE D'OBSERVATIONS (1979–1985)

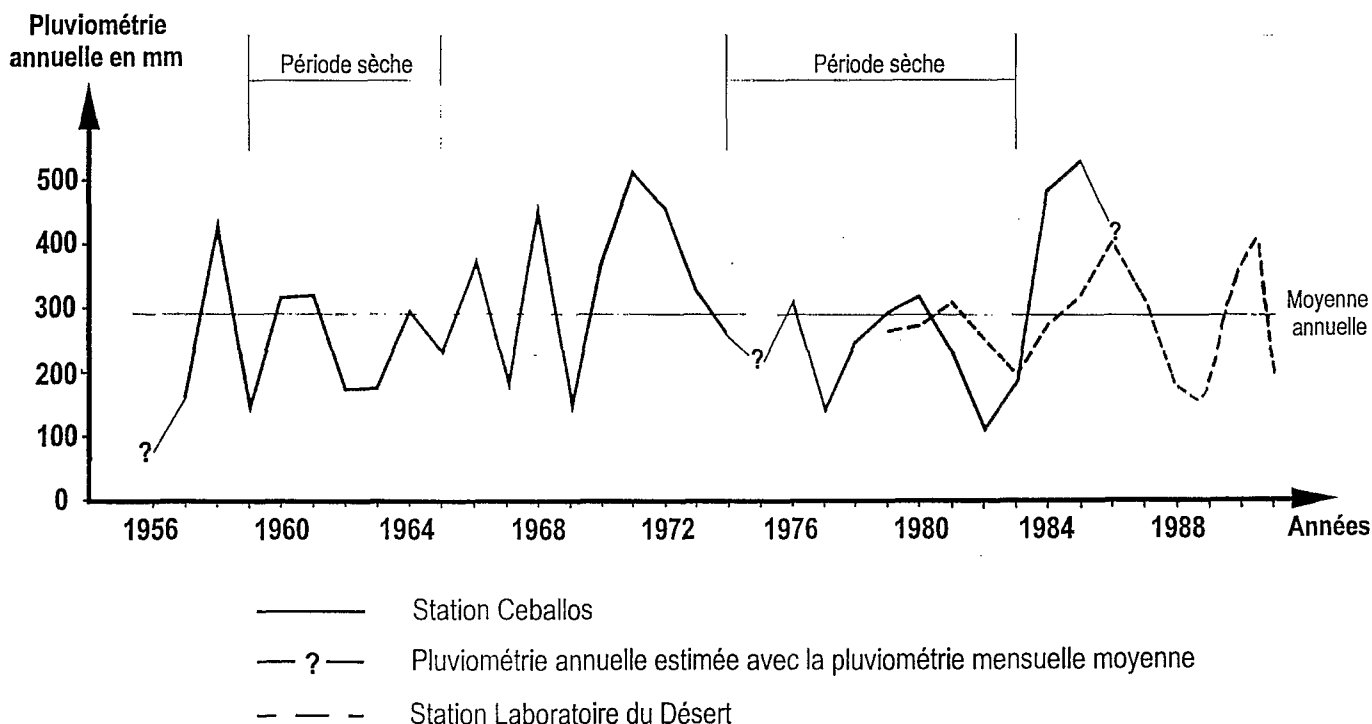
	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985
Laboratoire	267,6	274,2	311,9	254,1	200,8	273,7	323,7
Ceballos	295,2	317,0	236,5	118,3	189,0	479,7	532,0

En ne considérant que la seule moyenne interannuelle, on occulte donc deux types de variabilité, l'une intrastationnelle, l'autre interstationnelle. Ces variabilités ne sont cependant pas systématiques d'une année à l'autre, mais elles existent pour tout type d'année pluviométrique (déficitaire, normale ou excédentaire par rapport à la moyenne interannuelle). Ce rôle de "repère" de cette dernière est son principal intérêt.

Deux régimes pluviométriques se sont succédés à Ceballos par périodes pluriannuelles (fig.IV.1). L'un se caractérise par une pluviométrie annuelle moyenne réduite sur la période considérée (1959–1965; 1974–1983), l'autre par une pluviométrie moyenne annuelle excédentaire (1966–1973) :

- moyenne interannuelle de la période 1959–1965 = 237 mm
- moyenne interannuelle de la période 1966–1973 = 352 mm
- moyenne interannuelle de la période 1974–1983 = 236 mm

Fig. IV 1 - Variabilité interannuelle de la pluviométrie pour les stations Ceballos et Laboratoire



Au Laboratoire, malgré le nombre plus réduit d'années d'observations, on distingue une période 1979–1983 légèrement déficitaire (moyenne interannuelle 262 mm), suivie d'une période 1984–1987 nettement excédentaire (moyenne interannuelle 333 mm), de deux années 1988–1989 très sèches (198,7 et 169,2 mm), et de deux années 1990–1991 humides (324,8 et 372,7 mm), puis d'une année 1992 déficitaire (200,8 mm).

**Le régime pluviométrique au niveau stationnel se caractérise par une alternance de périodes pluriannuelles sèches et humides.** Mais pour chacune de ces périodes, il existe d'une année à l'autre une variabilité interannuelle notable.

Pour les deux stations, la pluviométrie annuelle de huit années successives est suffisante pour obtenir une moyenne interannuelle et des paramètres de variabilité ( $\sigma$ , CV) qui soient semblables à ceux de la totalité de la période de mesures (28 et 14 années respectivement). Mais il faut que ces huit années appartiennent à la fois à une période pluriannuelle sèche et à une période pluriannuelle humide. Mais d'une station à l'autre, la variabilité intrastationnelle est différente, et à Ceballos, elle est nettement plus forte (CV = 42%) qu'au Laboratoire (CV = 25%), même lorsque ce coefficient de variation est calculé sur 14 années à Ceballos. Cela semblerait indiquer un régime pluviométrique différent entre les deux stations et un caractère aride plus accentué à Ceballos.

**Une période relativement courte suffit pour caractériser au niveau stationnel la variabilité interannuelle de la pluviométrie de la région de Mapimi. Par contre, il est impératif de multiplier les stations, de manière à prendre en compte à la fois la variabilité intrastationnelle et la variabilité spatiale interstationnelle.**

## 2.12. Nombre de jours de pluie

Le nombre moyen interannuel de jours de pluie est peu élevé et il est semblable dans les deux stations : 46,5 jours au Laboratoire ( $\sigma = 10,7$  jours; CV = 23,0%), 42,2 jours à Ceballos ( $\sigma = 10,6$  jours; CV = 25,1%). Les extrêmes sont pour le Laboratoire de 33 jours (1982) et 67 jours (1986), et de 22 jours (1982) et 61 jours (1958, 1971) pour Ceballos. La hauteur de pluie journalière <sup>1</sup> moyenne au niveau annuel est de 6,0 mm au Laboratoire contre 6,9 mm pour Ceballos (annexe 2).

On pourrait s'attendre à ce que plus le nombre de jours de pluie est élevé, plus la pluviométrie annuelle est forte. En fait, la régression linéaire entre ces deux variables n'est pas aussi rigoureuse que l'on pourrait le supposer : pour le Laboratoire, le coefficient de corrélation de cette régression est de 0,70 et pour Ceballos de 0,63. Cela indique une relative variabilité de la pluie journalière annuelle moyenne. Celle-ci varie en effet, au Laboratoire de 4,2 mm (1983, année déficitaire de 27%) à 8,3 mm (1990, année excédentaire de 17%), et à Ceballos de 3,1 mm (1959, année déficitaire de 61%) à 12,4 mm (1985, année excédentaire de 82%). Mais, pour les deux stations, à une année excédentaire ne correspond pas systématiquement un plus grand nombre de jours de pluie, et inversement. Par exemple, l'année 1959 à Ceballos, déficitaire de 51%, a eu 5 jours de pluie

---

1. Dans la majorité des cas, la pluie journalière correspond à une averse unique bien individualisée dans le temps.

supplémentaires par rapport au nombre moyen interannuel; à l'inverse, en 1985, à pluviométrie excédentaire de 82%, le nombre de jours de pluie (43) était très voisin du nombre moyen interannuel (42,2), tandis que 1979, à pluviométrie normale, a présenté un déficit notable de 9 jours de pluie.

**Le nombre annuel de jours de pluie ne peut être mis en relation avec la pluviométrie annuelle, car il ne reflète pas significativement celle-ci.**

### 2.13. Distribution des pluies journalières par classe de hauteur

Le nombre moyen interannuel de pluies journalières par classes de hauteur est très semblable dans les deux stations (tableau IV.4), sauf pour la classe 1. Les pluies de la classe 2 sont majoritaires, suivies par ordre décroissant des classes 3, 4 et 1 pour Ceballos et 1, 3 et 4 pour le Laboratoire. **Un fonds de pluies journalières de moins de 10 mm constitue la majorité du nombre annuel de pluies dans les deux stations** : au Laboratoire, 64,2% de ce nombre ont moins de 5 mm et 80,5% ont moins de 10 mm, tandis qu'à Ceballos ces chiffres sont respectivement de 58,8% et 79,9%. La classe 2 représente à elle seule 41,8% au Laboratoire et 46,9% à Ceballos du nombre moyen interannuel de jours de pluie. **Ce fonds de pluies inférieures à 10 mm ne constitue cependant que le tiers de la hauteur moyenne interannuelle de pluie** (37,3% au Laboratoire et 37,1% à Ceballos).

Tableau IV.4 – REPARTITION MOYENNE INTERANNUELLE DES PLUIES JOURNALIERES PAR CLASSE DE HAUTEUR, EN NOMBRE DE JOURS (N) ET HAUTEUR CUMULEE CORRESPONDANTE EN MM (H), POUR LES STATIONS LABORATOIRE ET CEBALLOS

		<u>Station Laboratoire (1979 – 1992)</u>									
classe		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
N	m	10,4	19,4	7,6	6,2	1,5	0,9	0,2	0,1	0,1	0,0
	$\sigma$	6,4	3,8	2,8	2,9	1,1	1,3	0,4	0,3	0,3	0,0
	cv	61,7	19,7	36,6	46,1	72,7	136,6	204,8	257,1	385,7	0,0
H	m	4,5	46,5	53,0	85,8	35,4	31,6	9,6	7,8	4,8	0,0
	$\sigma$	2,4	10,8	20,3	36,7	25,1	43,6	19,1	19,8	18,2	0,0
	cv	53,3	23,2	38,3	42,8	70,9	138,0	199,0	253,8	379,2	0,0
		<u>Station Ceballos (1957 – 1985)</u>									
classe		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
N	$m_N$	5,0	19,8	8,9	5,0	2,0	0,7	0,3	0,2	0,1	0,2
	$\sigma$	4,1	6,5	3,7	2,6	1,4	1,0	0,5	0,4	0,3	0,4
	cv	82,0	32,8	41,6	52,0	70,0	142,8	166,7	200,0	300,0	200,0
H	$m_H$	2,5	45,1	61,2	69,1	46,6	22,5	14,1	9,3	4,6	18,0
	$\sigma$	2,1	14,8	25,5	36,9	33,3	34,6	24,0	20,4	17,1	35,5
	cv	84,0	32,8	41,7	53,4	71,5	153,8	170,2	219,3	371,7	197,2

N = nombre de jours de pluie par classe – H = hauteur de pluie cumulée (mm) correspondant à N  
 $m_N$  = moyenne du nombre de jours de pluie;  $m_H$  = moyenne de la hauteur de pluie cumulée (mm) correspondant à  $m_N$   
 $\sigma$  = écart-type (pour N : en nombre de jours; pour H : en mm) – cv = coefficient de variation (en %)  
 Classes de hauteur de pluie : 1 = 0 à 0,9 mm – 2 = 1 à 4,9 mm – 3 = 5 à 9,9 mm – 4 = 10 à 19,9 mm – 5 = 20 à 29,9 mm  
 6 = 30 à 39,9 mm – 7 = 40 à 49,9 mm – 8 = 50 à 59,9 mm – 9 = 60 à 69,9 mm – 10 = plus de 69,9 mm



Le total des pluies de moins de 10 mm présente une variabilité interannuelle, mais pour toute la période considérée, ce total n'a jamais été inférieur à 28% de la hauteur annuelle précipitée au Laboratoire et à 24% à Ceballos, ce qui indique **la persistance chaque année d'un fonds notable de petites pluies**. A l'inverse, certaines années (1983 et 1992 au Laboratoire; 1959, 1963, 1969, 177 et 1983 à Ceballos), ce fonds de pluies inférieures à 10 mm devient prépondérant et représente plus de la moitié du total annuel précipité. Cornet (1988) a noté que *l'importance des averses faibles peut expliquer la dominance dans le peuplement végétal de certains types biologiques plus aptes à profiter des petites pluies (crassuléscentes et microphylls perennifoliées)*.

La fréquence pour obtenir dans l'année au moins une pluie journalière d'une hauteur minimale donnée, est la suivante :

hauteur	<u>Laboratoire</u>	<u>Ceballos</u>
<b>10 mm</b>	1,00	1,00
<b>20 mm</b>	0,93	0,93
<b>30 mm</b>	0,79	0,68
<b>40 mm</b>	0,43	0,46
<b>50 mm</b>	0,21	0,39
<b>60 mm</b>	0,07	0,25

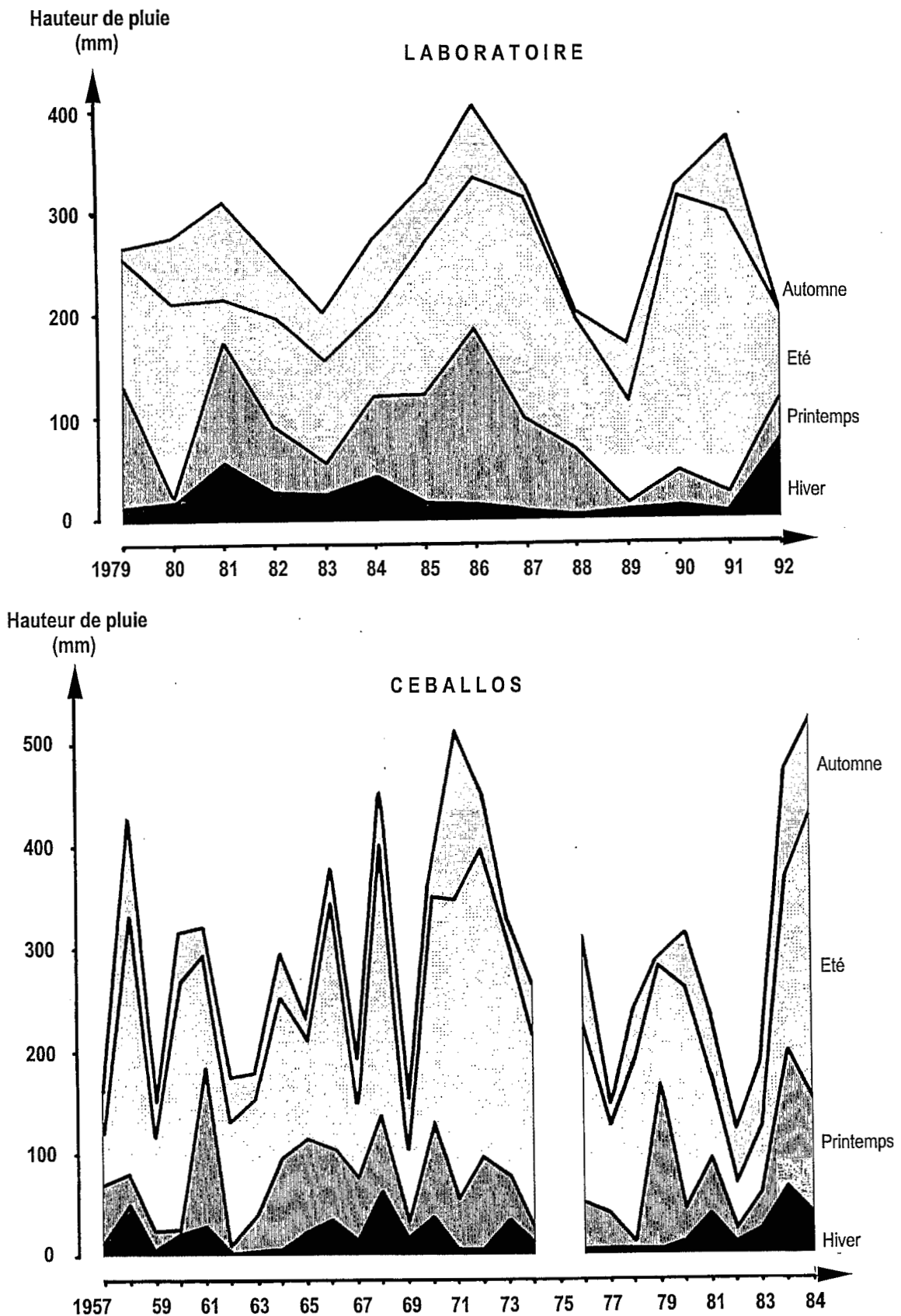
Si chaque année comporte pratiquement une pluie d'au moins 20 mm, ce n'est qu'une année sur deux environ où l'on peut espérer avoir une pluie d'au moins 40 mm. La contribution des pluies journalières d'au moins 20 mm au total annuel varie fortement d'une année à l'autre : de 0% (1992 au Laboratoire; 1969 et 1983 à Ceballos), jusqu'à 45% (1980 au Laboratoire) et 61% (1957 à Ceballos). Si une seule pluie d'au moins 40 mm se produit, le total précipité annuel est le plus souvent excédentaire ou très proche de la normale. Mais ce n'est pas toujours le cas, car même avec une telle pluie, la pluviométrie annuelle peut être déficitaire (en 1982 au Laboratoire avec un déficit de 9%, et en 1957, 1962 et 1978 à Ceballos avec des déficits respectivement de 45%, 41% et 15%). Par contre, lorsque deux ou plusieurs pluies d'au moins 40 mm se produisent, le total annuel est toujours excédentaire. Inversement, l'absence d'une pluie d'au moins 40 mm ne donne pas forcément une pluviométrie annuelle déficitaire, ce qui est dû en général à la répétition durant l'année de plusieurs pluies de 30 à 40 mm. En l'absence de pluie d'au moins 30 mm, la pluviométrie annuelle est déficitaire, avec cependant des exceptions à Ceballos en 1960 et 1980, années légèrement excédentaires (plus forte pluie journalière de 26 mm et 27 mm respectivement).

Pour les deux stations, séparées d'une quarantaine de kilomètres, **la pluviométrie moyenne à l'échelle pluriannuelle est très semblable**, ce qui laisse supposer **un régime pluviométrique homogène au niveau régional**. Mais d'une année à l'autre, les caractéristiques pluviométriques de ces deux sites **montrent une forte variabilité, à la fois intra et interstationnelle**.

## 2.2. PLUVIOMÉTRIE À L'ÉCHELLE SAISONNIÈRE

Les précipitations saisonnières moyennes interannuelles sont très semblables pour les deux stations (tableau IV.5). La moitié de la hauteur de pluie annuelle tombe pendant l'été. Si l'on ajoute à ces trois

Fig. IV 2 - Variations interannuelles de la pluviométrie saisonnière des stations Laboratoire (1979-1992) et Ceballos (1957-1985)



mois la précipitation moyenne de juin, la hauteur de pluie de la période juin à septembre est de 184,2 mm au Laboratoire, soit 64,6% de la pluie annuelle, et 197,1 mm à Ceballos, soit 67,5%. Ainsi, en moyenne, **les deux tiers de la pluviométrie annuelle se produisent durant seulement un tiers de l'année, lequel correspond à la période où les températures sont les plus élevées et où la demande évaporative est la plus forte.** A une saison des pluies concentrée sur quatre mois succède une saison relativement sèche de huit mois.

TABLEAU IV.5 – MOYENNES INTERANNUELLES DES PRÉCIPITATIONS SAISONNIÈRES  
POUR LES STATIONS LABORATOIRE (1979–1992) ET CEBALLOS (1957–1985)  
(h = hauteur de pluie saisonnière et % par rapport au total moyen interannuel;  $\sigma$  = écart-type de h et coefficient de variation cv)

	<u>Laboratoire</u>				<u>Ceballos</u>			
	h (mm)	%	$\sigma$ (mm)	cv (%)	h (mm)	%	$\sigma$ (mm)	cv (%)
<b>Hiver</b> (janvier, février, mars)	<b>21,7</b>	<b>7,6%</b>	21,2	97,7	<b>19,9</b>	<b>6,8%</b>	18,5	93,0
<b>Printemps</b> (avril, mai, juin)	<b>70,4</b>	<b>24,7%</b>	50,0	71,0	<b>66,1</b>	<b>22,6%</b>	45,5	68,8
<b>Été</b> (juillet, août, septembre)	<b>147,4</b>	<b>51,7%</b>	70,8	48,0	<b>160,4</b>	<b>55,0%</b>	84,0	52,4
<b>Automne</b> (oct., nov., décembre)	<b>45,8</b>	<b>16,0%</b>	33,3	72,7	<b>45,4</b>	<b>15,6%</b>	35,5	78,2

Cette distribution monomodale de la pluviométrie centrée sur la période la plus chaude est caractéristique du climat tropical (Le Houérou, 1990). Ce type de régime pluvio-thermique se rencontre dans d'autres zones arides du monde, en particulier dans les régions sahéliennes (Poncet, 1986; Grouzis, 1988; Le Houérou, 1990, 1992), le sud de la Namibie, le nord-ouest de l'Inde, la moitié nord de l'Australie centrale (UNESCO, 1979; MAB-UNESCO, 1990; Mainguet, 1994), ce qui apparente bioclimatiquement Mapimi à ces régions.

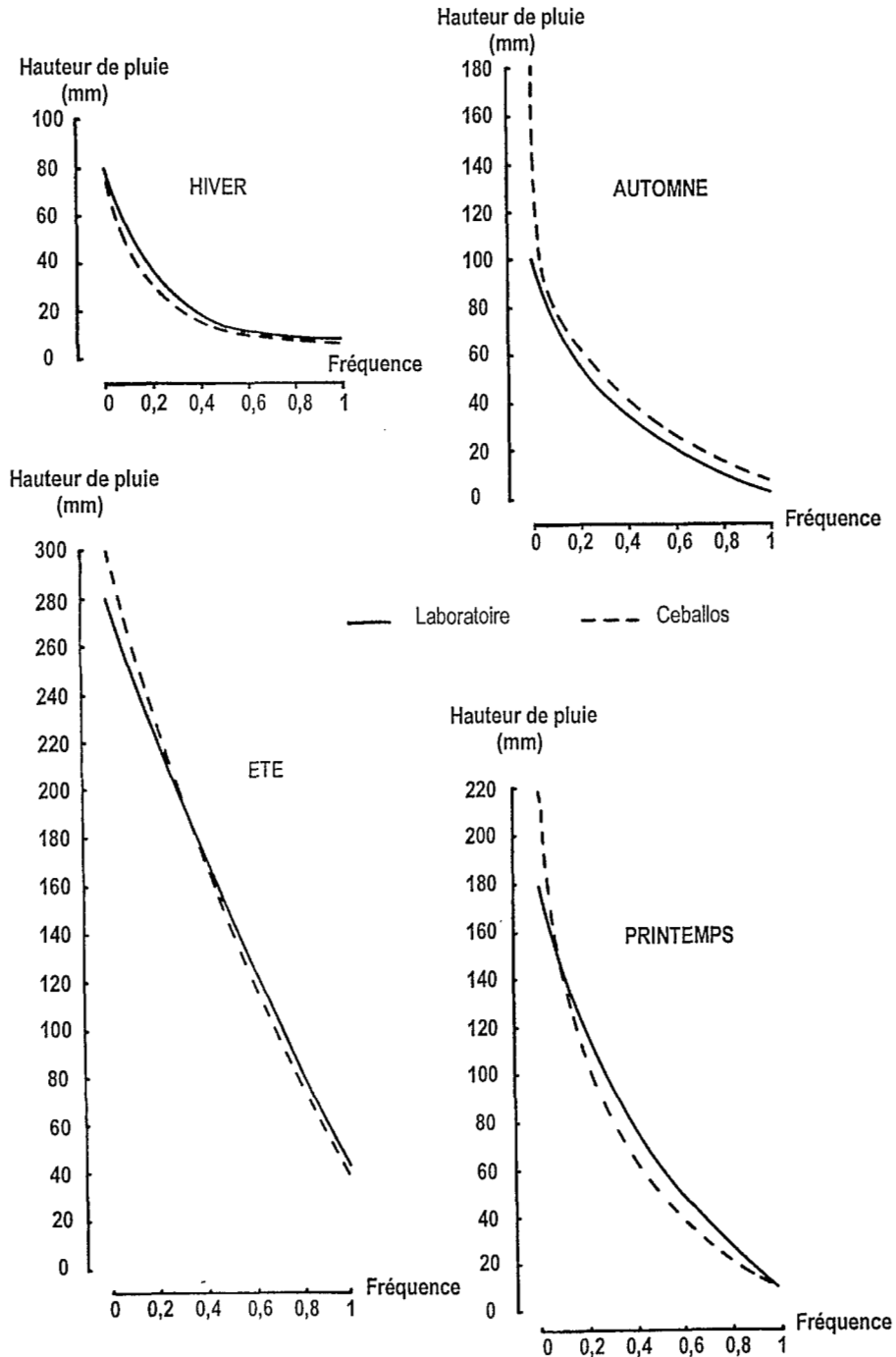
Pour les deux stations, la hauteur de pluie saisonnière présente une **forte variabilité intrastationnelle** d'une année à l'autre comme le souligne le coefficient de variation (tableau IV.5) et la chronique des pluies saisonnières (fig. IV.2). Cette variabilité est d'autant plus accentuée que la saison est moins pluvieuse. La majorité de la pluie ne tombe donc pas systématiquement chaque année pendant les seuls mois d'été, et certaines saisons ont parfois une pluviométrie soit très excédentaire, soit très déficitaire par rapport à leur moyenne interannuelle (tableau IV.6).

Tableau IV.6 – GAMME DE VARIATION DU TOTAL PLUVIOMÉTRIQUE SAISONNIER PAR RAPPORT AU TOTAL ANNUEL DES STATIONS LABORATOIRE (1979–1992) ET CEBALLOS (1957–1985) SELON LE TYPE D'ANNÉE PLUVIOMÉTRIQUE  
(en % du total annuel précipité)

	hiver	printemps	été	automne
<b>Laboratoire</b>				
Années excédentaires	1–3%	5–43%	36–84%	18–20%
Années normales	4–15%	2–47%	14–70%	4–26%
Années déficitaires	1–39%	3–34%	40–63%	0–32%
<b>Ceballos</b>				
Années excédentaires	1–17%	7–29%	34–67%	5–31%
Années normales	1–9%	2–59%	36–76%	0–29%
Années déficitaires	0–11%	1–37%	35–74%	6–43%

**Fig. IV 3 - Courbes de fréquence pour obtenir une pluviométrie saisonnière donnée pour les stations Laboratoire (1978-1992) et Ceballos (1957-1985)**

(fréquence 1 = pluie de récurrence annuelle ; fréquence 0,5 = pluie se produisant une année sur deux)



Les valeurs extrêmes de hauteur de pluie saisonnière et sa proportion par rapport au total annuel mettent aussi en évidence la variabilité intrastationnelle de la pluviométrie saisonnière (tableau IV.7). Pour les deux stations, les hauteurs précipitées minimum du printemps, de l'automne et de l'hiver sont très faibles, voire nulles, alors que pour l'été il y a toujours une pluviométrie d'au moins 40 mm pour toute la période d'observation considérée, quel que soit le type d'année pluviométrique. **L'été se différencie nettement des autres saisons par l'existence chaque année d'un fond pluvieux minimum de 40 mm**, non négligeable dans le contexte pluviométrique de la région.

Tableau IV.7 – VALEURS EXTRÊMES DE LA PLUVIOMÉTRIE SAISONNIÈRE  
DES STATIONS LABORATOIRE (1979–1992) ET CEBALLOS (1957–1985)  
(hauteurs extrêmes de pluie saisonnière en mm et % par rapport au total annuel précipité)

	<u>Laboratoire</u>		<u>Ceballos</u>	
	mini	maxi	mini	maxi
<b>Hiver</b>	1,5 (0,8%)	79,2 (39,4%)	0,0 (0,0%)	65,0 (17,3%)
<b>Printemps</b>	5,6 (2,3%)	173,4 (46,7%)	1,5 (0,9%)	208,0 (58,7%)
<b>Été</b>	42,5 (13,7%)	275,1 (83,8%)	41,0 (34,2%)	301,5 (75,9%)
<b>Automne</b>	0,0 (0,0%)	96,1 (31,8%)	1,0 (0,2%)	161,0 (42,6%)

La période de retour d'une pluviométrie saisonnière de hauteur donnée est très semblable pour les deux stations (fig. IV.3). Cela souligne **l'homogénéité régionale du régime pluviométrique à l'échelle pluriannuelle**.

Cette similitude du régime pluviométrique se retrouve à l'échelle annuelle au niveau de la saison, avec quelques nuances cependant, comme le montre la comparaison des pluviométries saisonnières des deux stations pour leur période commune d'observation (tableau IV.8). En valeur relative, dans la majorité des cas, la proportion de pluie saisonnière est peu différente entre les deux sites, que la pluviométrie annuelle des deux stations soit normale (1979, 1980) ou déficitaire (1983), ou alors très dissemblable (1982, 1984, 1985). Cependant, quelques différences notables apparaissent pour certaines saisons (été 1981, printemps et automne 1982). **La variabilité interstationnelle de la pluie saisonnière est donc peu accentuée** entre les deux sites, et il apparaît une **tendance pour qu'au cours d'une même année, la proportion de pluviométrie de chaque saison soit semblable dans les deux stations**, et cela, que la pluviométrie annuelle soit du même type pour les deux sites ou au contraire très dissemblable entre eux-ci. D'une année à l'autre, cette proportion de pluie saisonnière varie pratiquement de la même manière pour les deux stations. En valeur absolue, les précipitations saisonnières sont plus différenciées entre les deux sites, surtout pour les années où leur pluviométrie annuelle est dissemblable. Dans ce cas, la hauteur de pluie saisonnière peut varier du simple au double entre les deux stations (été 1982, printemps et été 1984, été 1985).

Tableau IV.8 – PLUVIOMETRIE SAISONNIERE DES STATIONS LABORATOIRE ET CEBALLOS  
DURANT LEUR PÉRIODE COMMUNE D'OBSERVATIONS (1979–1985)

(les deux valeurs de pluviométrie saisonnière sont respectivement le % par rapport au total annuel et la hauteur en mm)  
(type d'année en pourcentage relatif de la pluviométrie de l'année par rapport à la moyenne interannuelle; N = année normale)

	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985
<b>Hiver</b>							
Laboratoire	4,2%–11,2	5,0%–13,7	16,9%–52,7	10,5%–26,7	11,7%–23,5	14,6%–40,0	4,7%–15,2
Ceballos	2,1%–6,2	4,9%–15,5	17,3%–40,9	9,3%–11,0	13,2%–25,0	13,6%–65,3	7,3%–38,8
<b>Printemps</b>							
Laboratoire	46,7%–125,0	2,3%–6,3	38,6%–120,4	24,9%–63,3	16,4%–32,9	29,0%–79,4	33,3%–107,8
Ceballos	58,7%–173,3	10,1%–32,0	21,3%–50,4	10,8%–12,8	17,2%–32,5	29,1%–139,6	20,9%–111,2
<b>Été</b>							
Laboratoire	45,2%–121,0	69,9%–191,7	13,7%–42,7	42,3%–107,5	48,7%–97,8	30,6%–83,7	45,4%–147,0
Ceballos	36,0%–106,3	68,3%–216,6	33,9%–80,2	37,3%–44,1	34,2%–64,6	34,3%–164,5	54,9%–292,1
<b>Automne</b>							
Laboratoire	3,9%–10,4	22,8%–62,5	30,8%–96,1	22,3%–56,6	23,2%–46,6	25,8%–70,6	16,6%–53,7
Ceballos	3,2%–9,4	16,7%–52,9	27,5%–65,0	42,6%–50,4	35,4%–66,9	23,0%–110,3	16,9%–89,9
<b>Type d'année</b>							
Laboratoire	N	N	+10%	–10%	–29%	N	+15%
Ceballos	N	N	–19%	–60%	–35%	+64%	+82%

La pluviométrie saisonnière moyenne à l'échelle pluriannuelle se distribue de manière très semblable dans les deux stations, avec cependant pour chacune d'elles, d'une année à l'autre, une forte variabilité intrastationnelle. Par contre, la variabilité interstationnelle du total saisonnier précipité est beaucoup moins accentuée que celle de la pluie annuelle, ce qui indique un comportement pluviométrique saisonnier similaire pour les deux stations et témoigne de l'uniformité régionale du régime pluviométrique à l'échelle de la saison.

## 2.3 PLUVIOMÉTRIE À L'ÉCHELLE MENSUELLE

### 2.3.1. Hauteur

Au Laboratoire (1978–1992), la pluviométrie moyenne intermensuelle varie d'un minimum de 2,0 mm en mars à un maximum de 57,4 mm en août. A Ceballos (1956–1987), ces minima et maxima correspondent au même mois et sont respectivement de 2,6 mm et 60,7 mm (tableau IV.2). A noter un minimum secondaire au mois de novembre pour les deux sites. La contribution moyenne de chaque mois au total annuel précipité est la suivante, en pourcentage :

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Laboratoire	4,9	2,0	0,7	4,7	7,1	12,9	16,8	20,1	14,7	8,7	3,2	4,2
Ceballos	3,8	2,1	0,9	3,7	6,4	12,6	15,3	20,8	18,9	9,9	2,5	3,1

La pluviométrie moyenne intermensuelle est très semblable pour les deux stations, et ce sont les mêmes mois qui sont, soit les plus secs, soit les plus arrosés, les variations en cours d'année se faisant de la même manière pour les deux sites. Pour un même mois, la différence de pluviométrie moyenne entre les deux stations reste relativement faible, de l'ordre de 3 à 4 mm, quel que soit le mois, sauf septembre qui est nettement plus arrosé

à Ceballos (55,1 mm) qu'au Laboratoire (42,0 mm). Les deux mois les plus arrosés sont juillet et août au Laboratoire (105,4 mm), Ceballos ayant une pluviométrie semblable pour ces deux mois (105,3 mm). Par contre, ce sont les mois d'août et de septembre qui sont les plus arrosés à Ceballos (115,8 mm) alors que ces mêmes mois ne reçoivent que 99,4 mm au Laboratoire. **La seconde moitié de l'été est donc, en moyenne, légèrement plus pluvieuse à Ceballos.**

**La variabilité intrastationnelle de la pluviométrie mensuelle est élevée dans les deux stations,** comme le soulignent les coefficients de variation (tableau IV.2) et quelques exemples de variations diachroniques de la pluviométrie mensuelle (fig. IV.4). Cette variabilité interannuelle d'une même station est la plus forte pour les mois les moins pluvieux.

Tableau IV.9 – VALEURS EXTRÊMES DE LA PLUVIOMÉTRIE MENSUELLE (EN MM)  
DES STATIONS LABORATOIRE (1978–1992) ET CEBALLOS (1956–1987)

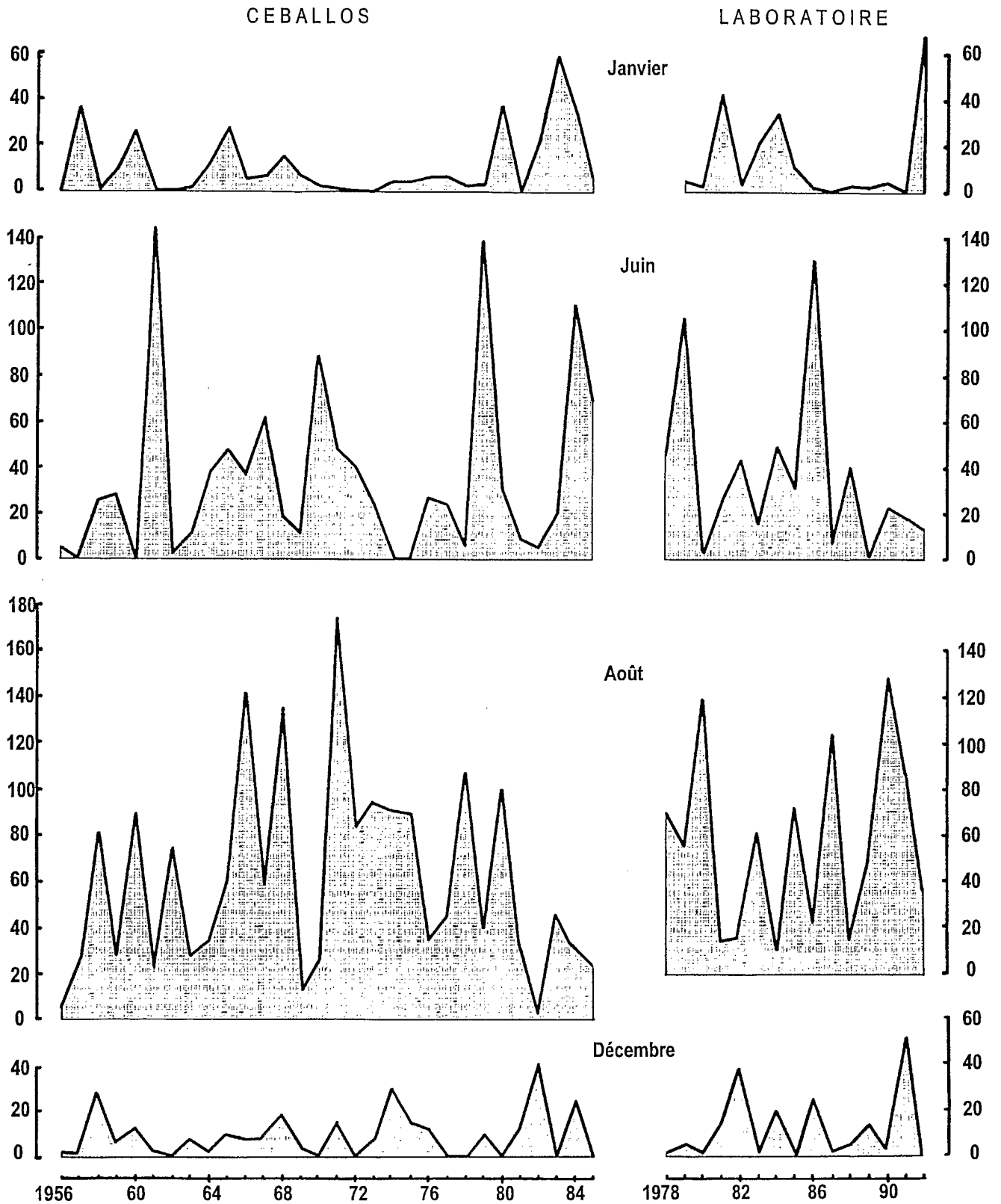
	<u>Laboratoire</u>		<u>Ceballos</u>	
	minimum	maximum	minimum	maximum
janvier	0,0	67,3	0,0	59,0
février	0,0	24,5	0,0	35,5
mars	0,0	6,9	0,0	39,0
avril	0,0	55,0	0,0	102,0
mai	0,0	51,5	0,0	117,0
juin	0,0	129,6	0,0	143,5
juillet	3,6	99,8	0,4	141,0
août	10,5	132,9	2,0	174,5
septembre	1,0	118,1	3,0	177,0
octobre	0,0	82,1	0,0	146,0
novembre	0,0	41,0	0,0	42,0
décembre	0,0	53,2	0,0	40,0

La gamme de pluviométrie qu'est susceptible de recevoir un mois quelconque est très large, sauf mars au Laboratoire (tableau IV.9). **Chaque mois peut-être totalement sec ou très peu arrosé, ou au contraire, selon le mois, recevoir de trois à dix fois sa pluviométrie moyenne intermensuelle.**

La pluviométrie mensuelle présente une **forte variabilité interstationnelle** entre les deux stations, comme le montrent les valeurs suivantes (en mm) qui correspondent à la période commune d'observation entre les deux sites (1979–1987) :

	<u>Laboratoire</u>	<u>Ceballos</u>		<u>Laboratoire</u>	<u>Ceballos</u>
juin 80	3,4	32,0	juillet 85	42,3	91,0
avril 81	55,0	26,5	août 85	73,4	24,0
mai 81	38,3	15,0	septembre 85	31,0	177,0
juin 81	27,0	9,0	octobre 85	46,1	87,0
juin 82	43,0	5,8	mai 86	33,8	117,0
juillet 82	84,6	29,1	avril 87	32,0	102,0
juin 84	48,6	111,0	juin 87	7,6	40,0
juillet 84	59,0	5,8			

Fig. IV 4 - Variations interannuelles de la pluviométrie mensuelle des stations  
Laboratoire (1978-1992) et Ceballos (1956-1985)





Ainsi, au cours d'un même mois, l'une ou l'autre des deux stations peut recevoir une pluviométrie deux à neuf fois supérieure à celle reçue par l'autre site. Mais, cette variabilité interstationnelle n'est pas systématique, et la pluviométrie d'un même mois peut être très semblable dans les deux stations, comme le montrent les valeurs suivantes en mm :

	<u>Laboratoire</u>	<u>Ceballos</u>		<u>Laboratoire</u>	<u>Ceballos</u>
mai 79	14,8	15,0	janvier 83	21,3	21,0
juillet 79	65,1	63,7	septembre 83	18,0	17,0
janvier 81	41,7	37,0	avril 84	0,0	0,0
décembre 82	38,2	40,0	mai 84	30,9	29,0

La période de retour d'une pluviométrie mensuelle donnée est globalement semblable pour les deux stations, avec cependant des différences plus ou moins accentuées entre les deux sites selon le mois (tableau IV.10).

Tableau IV.10 – FRÉQUENCE D'OBTENTION D'UNE PLUVIOMÉTRIE MENSUELLE DONNÉE  
POUR LES STATIONS LABORATOIRE (1978–1992) ET CEBALLOS (1956–1987)  
(les deux valeurs correspondent respectivement au Laboratoire et à Ceballos)

	10 mm	20 mm	40 mm	60 mm	80 mm	100 mm	120 mm
Janvier	0,36–0,30	0,29–0,23	0,14–0,03	0,07–0,0	0,0–0,0		
Février	0,21–0,29	0,07–0,07	0,0–0,0				
Mars	0,0–0,06	0,0–0,03	0,0–0,0				
Avril	0,40–0,29	0,27–0,16	0,13–0,07	0,0–0,03	0,0–0,03	0,0–0,03	0,0–0,0
Mai	0,67–0,42	0,47–0,26	0,07–0,16	0,0–0,07	0,0–0,03	0,0–0,03	0,0–0,0
Juin	0,80–0,73	0,60–0,60	0,33–0,33	0,13–0,20	0,13–0,13	0,13–0,10	0,07–0,07
Juillet	0,93–0,90	0,67–0,77	0,60–0,40	0,40–0,30	0,20–0,17	0,0–0,10	0,0–0,07
Août	1,00–0,93	0,73–0,90	0,60–0,53	0,47–0,40	0,27–0,37	0,20–0,17	0,07–0,10
Septembre	0,87–0,90	0,67–0,73	0,33–0,43	0,33–0,33	0,07–0,27	0,07–0,13	0,0–0,10
Octobre	0,53–0,70	0,53–0,53	0,33–0,27	0,13–0,10	0,07–0,07	0,0–0,03	0,0–0,3
Novembre	0,33–0,17	0,13–0,13	0,07–0,03	0,0–0,0			
Décembre	0,40–0,37	0,27–0,13	0,07–0,03	0,0–0,0			

### 2.32. Nombre de jours de pluie

Ce sont les mois de juin, juillet, août et septembre qui présentent le plus grand nombre moyen de jours de pluie pour les deux stations (tableau IV.11). Mais ces valeurs moyennes masquent la **forte variabilité intra-stationnelle du nombre mensuel de jours de pluie**, comme le montrent les valeurs élevées du coefficient de variation. Par exemple, d'une année à l'autre, le nombre mensuel de jours de pluie a varié de 0 à 9 en janvier et de 0 à 12 en juillet au Laboratoire, et de 0 à 7 en janvier et de 1 à 13 en juillet à Ceballos.

**La pluviométrie mensuelle moyenne à l'échelle pluriannuelle est très semblable pour les deux stations.** Mais d'une année à l'autre, il existe une **très forte variabilité intrastationnelle** dans chacun des deux sites, quel que soit le mois considéré, ainsi qu'une **forte variabilité interstationnelle** entre les deux stations.

Tableau IV.11 – REPARTITION MENSUELLE DU NOMBRE MOYEN DE JOURS DE PLUIE (N)  
ET HAUTEUR MOYENNE DE LA PLUIE JOURNALIERE (H)  
POUR LES STATIONS LABORATOIRE (1978 – 1992) ET CEBALLOS (1956 – 1987)

<u>Station Laboratoire</u>													
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	année *
n	14	14	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	14
N	3,1	1,6	1,0	2,5	4,1	4,3	7,6	8,5	6,6	3,2	1,5	2,9	46,5
$\sigma$	2,9	1,1	1,1	2,6	2,3	2,8	3,1	2,9	4,4	2,8	1,5	2,8	10,7
cv	93,5	68,8	110,0	104,0	56,0	65,1	40,8	34,1	66,7	87,5	100,0	96,6	23,0
H	4,5	3,6	2,0	5,4	4,9	8,6	6,3	6,7	6,4	7,7	6,0	4,2	6,0
<u>Station Ceballos</u>													
n	30	31	32	31	31	30	30	30	30	30	30	30	28
N	2,2	1,6	0,7	1,5	2,8	4,6	6,5	7,4	6,1	4,2	1,7	2,0	42,2
$\sigma$	2,0	1,6	1,1	1,6	2,2	2,9	3,5	3,6	3,4	3,7	1,8	1,8	10,6
cv	90,9	100,0	157,1	106,7	78,6	63,0	53,8	48,6	55,7	88,1	105,9	90,0	25,1
H	5,0	3,9	3,7	7,2	6,6	8,0	6,8	8,2	9,0	6,9	4,4	4,6	6,9

n = nombre d'années d'observations – N = moyenne mensuelle ou annuelle du nombre de jours de pluie

H = hauteur moyenne de la pluie journalière pour le mois considéré –  $\sigma$  = écart-type (en jours) – cv = coefficient de variation (en %)

\* = la moyenne annuelle mentionnée pour N est calculée à partir du nombre annuel de jours de pluie des années complètes;

si on calcule cette valeur à partir des moyennes intermensuelles, N annuelle est égale à 46,9 pour le Laboratoire et à 41,3 pour Ceballos

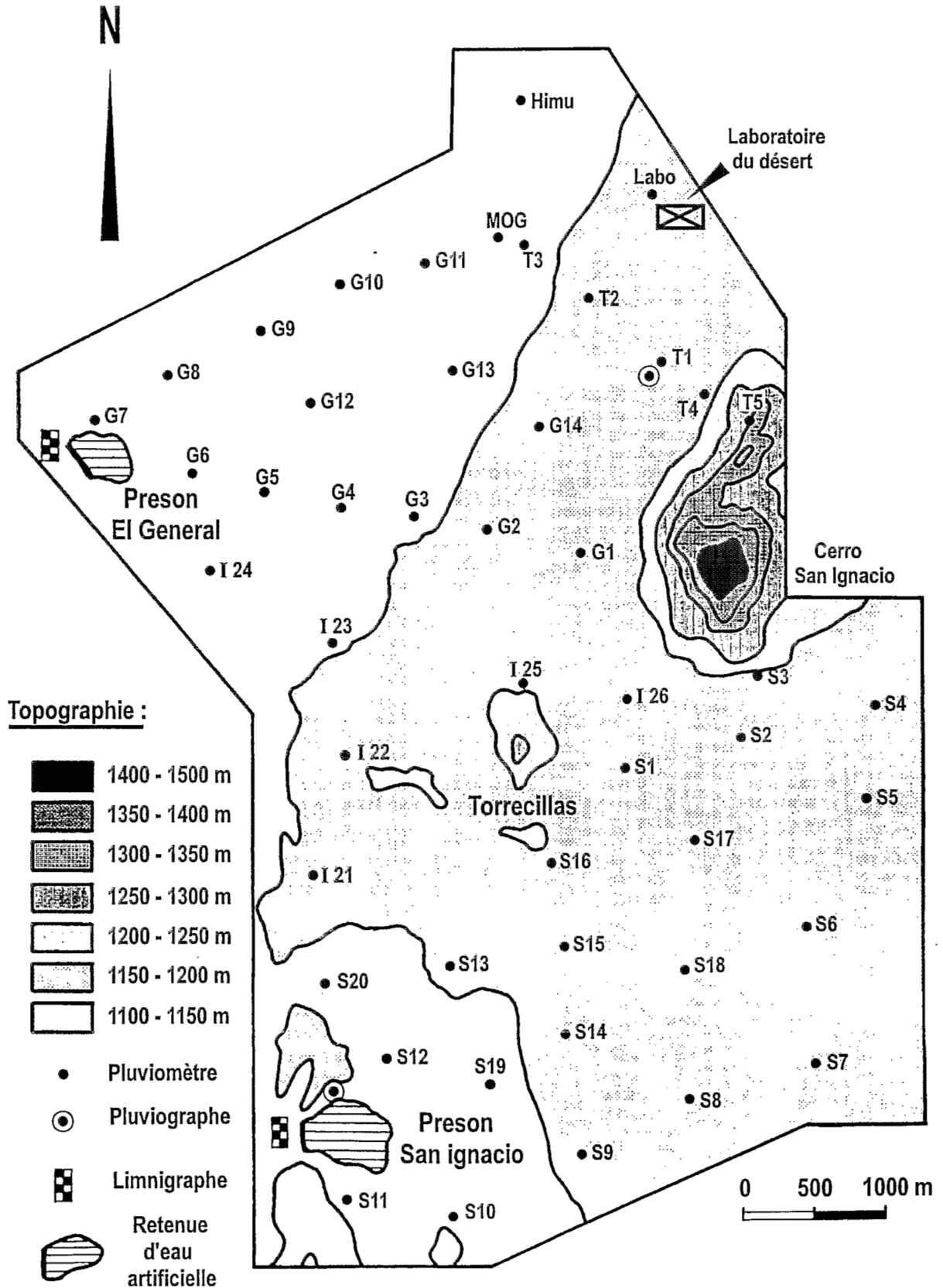
## 2.4. CONCLUSION

La pluviométrie en un site ponctuel quelconque présente, d'une année à l'autre, une forte variabilité, que cette pluviométrie soit exprimée pour des durées annuelle, saisonnière, mensuelle ou même journalière. Par contre, pour chacune de ces mêmes durées, lorsqu'elle est exprimée par une moyenne interannuelle calculée sur une période minimum d'une dizaine d'années consécutives, cette moyenne est semblable à celle d'un autre site situé à 40 kilomètres. A cette distance, les stations sont donc indépendantes les unes des autres au niveau de l'averse, le champ pluviométrique ne couvrant pas toujours en même temps les sites. Les averses ne se répètent pas systématiquement au même endroit, mais au contraire elles se distribuent de manière aléatoire dans l'espace. Mais dans le temps, il y a compensation des apports pluviométriques d'un site à l'autre, ce qui explique des moyennes interannuelles semblables pour les différentes stations et fait qu'un même site reçoit après plusieurs années la même quantité cumulée de pluie qu'un autre site, que ce soit à l'échelle annuelle, saisonnière, ou mensuelle.

Cela souligne une relative uniformité du régime pluviométrique au niveau régional pour les trente dernières années, et indique que ce régime n'a pas connu de modifications notables dans le sens d'une diminution au cours des dernières décennies, comme ce fut le cas pour l'Afrique de l'Ouest (Sircoulon, 1976, 1986; Albergel *et al.*, 1984; Carbonnel et Hubert, 1985; Hubert et Carbonnel, 1987). Mais cela n'a pas empêché des alternances de périodes pluriannuelles en moyenne plus sèches puis plus humides.

A la variabilité pluviométrique intrastationnelle propre à chaque station, se surimpose une variabilité spatiale à l'échelle régionale (plusieurs dizaines de kilomètres). Cette variabilité interstationnelle existe-t-elle à l'échelle locale (quelques kilomètres) et comment se manifeste-t-elle?

Fig. IV 5 - Distribution spatiale du réseau pluviométrique



### 3. CARACTERISATION DE LA PLUVIOMETRIE A L'ECHELLE SPATIALE LOCALE

Pour caractériser la variabilité spatiale de la pluviométrie au niveau local, nous avons adopté un dispositif de mesures en liaison avec la taille des champs pluviométriques. Ceux-ci, en période estivale, sont dans la majorité des cas de type orageux localisés sur des surfaces ne dépassant pas quelques dizaines de km<sup>2</sup> (Vilchis Marin, 1981; Cornet, 1988). Afin de prendre en compte cette échelle spatiale, nous avons mesuré pendant cinq années (1988–1992) la pluviométrie sur une superficie de 35 km<sup>2</sup> au niveau d'un réseau de 47 pluviomètres totalisateurs, la distance moyenne entre deux pluviomètres voisins étant de l'ordre d'un kilomètre (fig. IV.5). Ce suivi pluviométrique a été réalisé de manière journalière pour la période de juin à septembre inclus, laquelle correspond à l'époque de plus forte probabilité statistique d'événements pluvieux et qui présente les pluies journalières les plus importantes. C'est donc cette période qui est susceptible de présenter le plus de variabilité spatiale, d'autant plus que pour ce type d'étude, une pluie de faible hauteur, comme le sont celles d'octobre à mai, ne présente que peu d'intérêt.

La station Laboratoire, étant située dans le nord de cette zone de 35 km<sup>2</sup>, nous servira de référence. Nous rappelons que la moyenne interannuelle dans cette station est de 279,0 mm et que la moyenne de la période juin à septembre est de 184,2 mm, soit 64,6% du total annuel. Pour cette même station, la pluviométrie des années 1988 à 1992 se caractérise de la manière suivante par rapport à la moyenne interannuelle ci-dessus :

année	<u>pluviométrie</u>	<u>pluviométrie de juin à septembre</u>	
	<u>annuelle</u>	absolue (mm)	relative (%)
1988	-30%	164,9	82,9
1989	-40%	103,2	61,0
1990	+14%	294,5	90,7
1991	+31%	294,4	79,0
1992	-30%	94,8	47,2

Cette étude de la pluviométrie au niveau spatial se situe donc dans un contexte d'année à pluviométrie excédentaire dans deux cas (1990 et 1991) et déficitaire dans trois cas (1988, 1989 et 1992). Si deux de ces dernières présentent le même déficit pluviométrique annuel (1988 et 1992), elles sont très différentes par leur hauteur précipitée de juin à septembre (164,9 et 94,8 mm respectivement). Le total pluviométrique de juin à septembre des deux années excédentaires est semblable et il est nettement supérieur à la moyenne interannuelle de cette période.

#### 3.1. PLUVIOMÉTRIE SPATIALE DES ANNÉES EXCÉDENTAIRES

##### 3.1.1. A l'échelle de la saison pluvieuse

Pour les deux années excédentaires, la pluviométrie de la période de juin à septembre est répartie sur l'ensemble de la zone avec toutefois des différences selon les secteurs (fig. IV.6). Ainsi, le maximum précipité s'observe dans le nord, le sud et l'ouest en 1990, et dans le nord et le sud-est en 1991. Le secteur le moins arrosé

Fig. IV 6 - Isohyètes de la pluviométrie totale de la période juin-septembre pour les années excédentaires

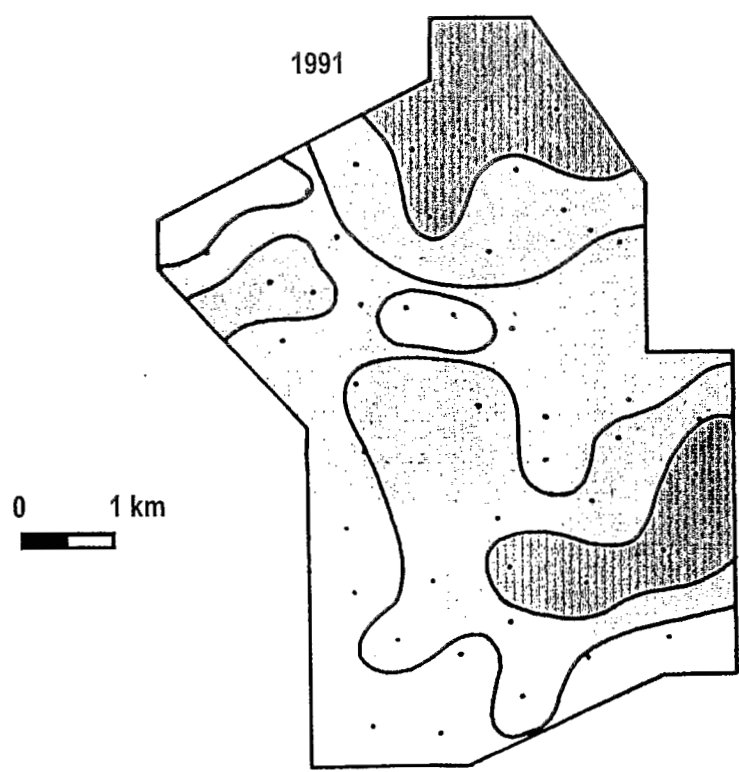
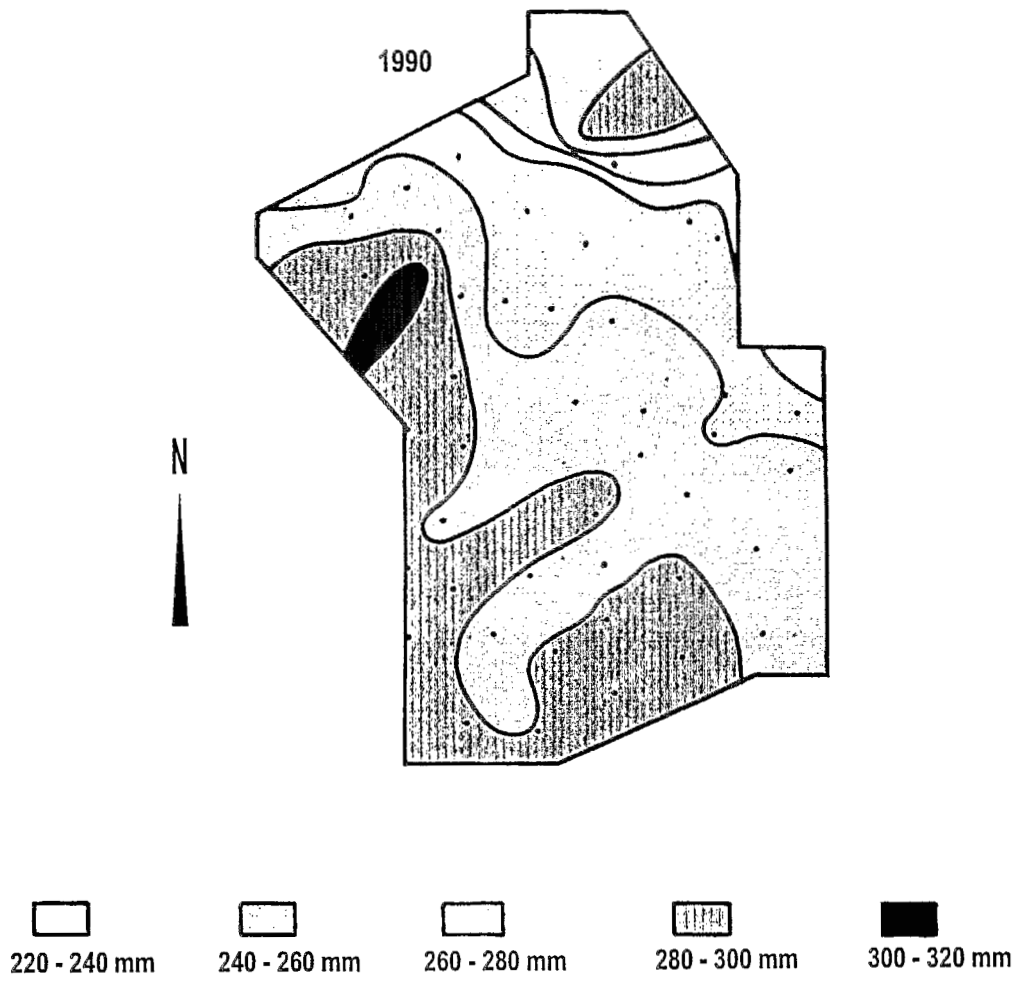
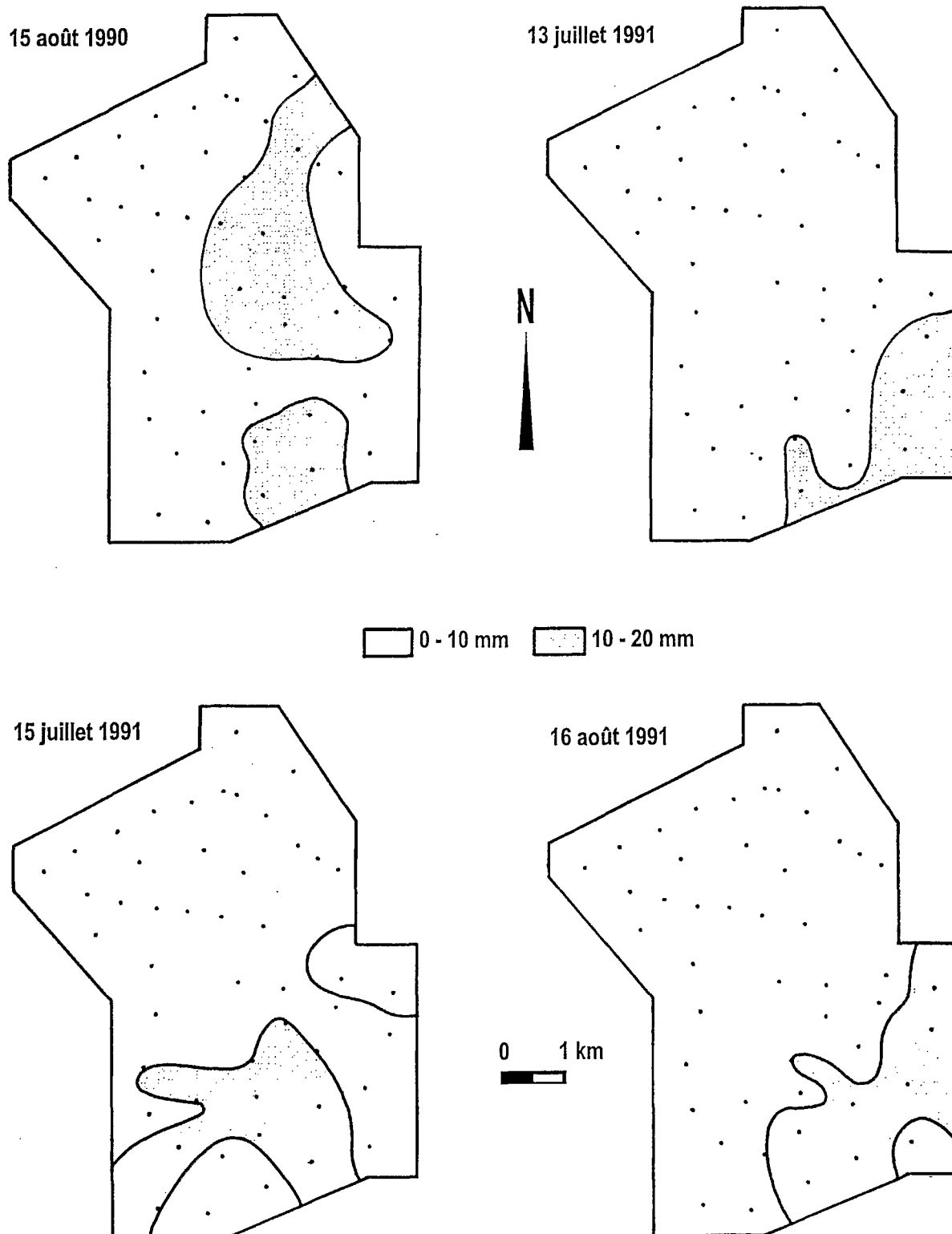


Fig. IV 7 - Isohyètes d'averses à variabilité spatiale peu accentuée pour des années à pluviométrie excédentaire



est localisé pour cette dernière année dans le centre-nord, ainsi qu'en 1990 où il forme une étroite bande à proximité immédiate d'un des secteurs les plus arrosés. Les quantités extrêmes précipitées sont semblables pour chacune des deux années, 290 à 300 mm au maximum contre 230 à 240 mm au minimum selon les secteurs. La différence absolue de précipitation entre les zones les plus arrosées et celles qui ont reçu les précipitations minimales est de 60 à 70 mm, soit environ 20 à 25% de la précipitation totale de la période juin à septembre. **Pour les années à pluviométrie excédentaire et à l'échelle de la saison pluvieuse, la variabilité spatiale est réduite.**

### 3.12. A l'échelle de l'averse

La pluviométrie de la période juin à septembre 1990 est due essentiellement à 16 pluies différentes dont la hauteur maximale en un lieu donné de la zone est au moins égale à 10 mm, et en 1991, ce sont 15 pluies du même type qui ont contribué au total précipité pendant cette même période. Mais chacune de ces pluies n'a pas la même importance selon les variations de hauteur précipitée d'un point à l'autre de la zone.

Ainsi, on distingue les pluies dont l'écart entre les extrêmes ne dépasse pas 10 à 12 mm selon les sites et dont la hauteur maximum ne dépasse jamais une vingtaine de millimètres. Telles sont les pluies des 30 juillet, 15 août et 15 septembre 1990, et celles des 13 juillet, 15 juillet, 16 et 25 août, et 19 septembre 1991 (fig. IV.7). **Ces précipitations sont celles qui présentent la plus faible différenciation d'un point à l'autre de l'espace et elles ne contribuent que très peu à la variabilité spatiale du total pluviométrique de juin à septembre.**

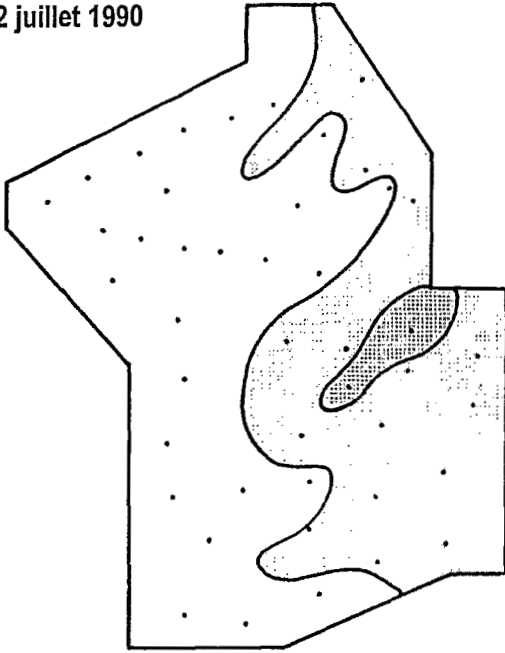
Les autres pluies, dans leur majorité, sont beaucoup plus différenciées spatialement, avec une variation de hauteur allant de quelques millimètres, voire zéro, jusqu'à plusieurs dizaines de millimètres. **C'est ce type de pluie qui est à l'origine de la variabilité spatiale**, mais il faut en distinguer deux types. Il y a tout d'abord les pluies dont l'écart de pluviométrie d'un point à l'autre est relativement important, en général de 20 à 30 mm, parfois plus, mais le maximum précipité se produit très souvent sur une surface très localisée dans l'espace ne dépassant pas une dizaine de km<sup>2</sup>. Telles sont les pluies des 2 et 9 juillet, 16 août, 22 et 23 septembre 1990, 7 juin et 2 septembre 1991 (fig. IV.8). **Ces pluies, très ponctuelles, contribuent fortement à la variabilité spatiale.** Il y a ensuite les averses dont l'écart de pluviométrie selon les sites peut-être encore plus important et peut atteindre 40 à 50 mm au cours d'un même événement. Mais dans ce cas, les variations d'un point à l'autre sont plus progressives et de ce fait, la variabilité spatiale n'est pas aussi ponctuelle que dans le cas précédent et elle se fait graduellement sur une plus grande superficie. Les pluies des 22 juillet, 4, 12, 14 et 30 août, 19 et 20 septembre 1990, 14 et 19 juillet, 5, 8, 10 août, 17 septembre 1991 (fig. IV.9) sont dans ce cas.

### 3.13. Bilan

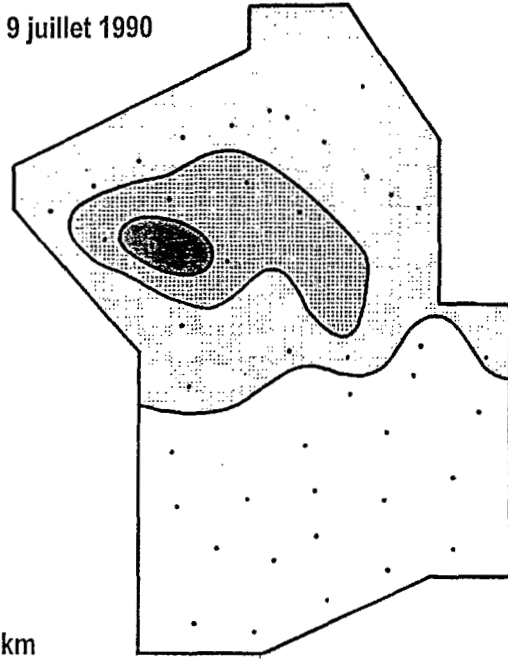
Pour les années excédentaires, la majorité des pluies de la période juin à septembre présente à l'échelle de l'averse, une variabilité spatiale plus ou moins accentuée selon les événements pluvieux. Sur de courtes distances, de trois à cinq kilomètres, l'écart de pluviométrie est le plus souvent de 20 à 30 mm. Mais parfois cet écart pluviométrique est plus important et atteint 40 à 50 mm, et dans ce cas la variation de

Fig. IV 8 - Isohyètes d'averses à variabilité spatiale contrastée pour une année à pluviométrie excédentaire

2 juillet 1990



9 juillet 1990

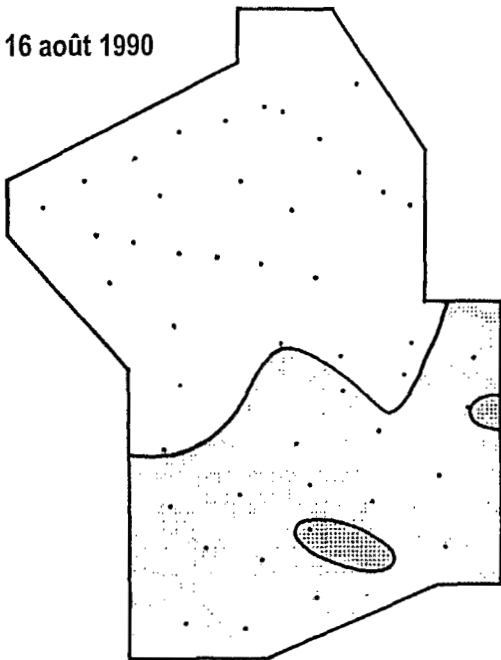


0 1 km

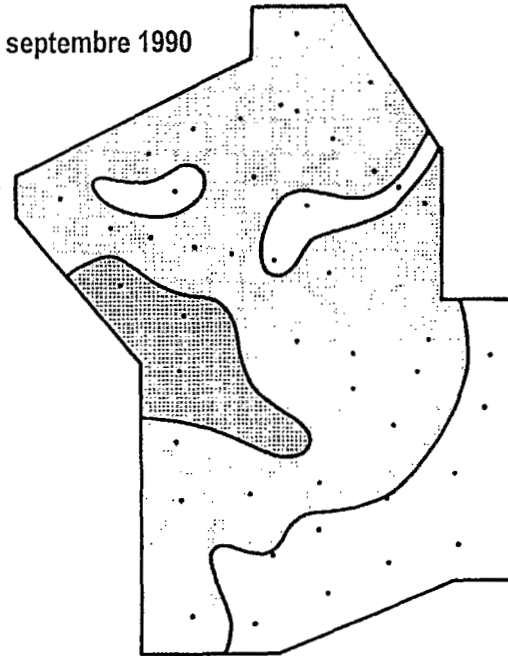
0 - 10 mm 10 - 20 mm

20 - 30 mm 30 - 40 mm

16 août 1990



22 septembre 1990





pluviométrie se fait plus graduellement et concerne un espace plus étendu. Cette variabilité spatiale au niveau de l'averse est cependant très atténuée, lorsque l'on considère la pluviométrie de la zone à l'échelle de la période de juin à septembre. C'est la répétition des pluies de type contrasté ci-dessus, mais en des sites différents, qui favorise cette atténuation de la variabilité spatiale à l'échelle de la saison pluvieuse. **Il y a donc compensation dans l'espace de la pluviométrie d'un événement à l'autre.** Mais la variabilité spatiale à l'échelle saisonnière, bien qu'atténuée, existe et la différence de pluviométrie entre les secteurs les plus arrosés et les moins arrosés, de l'ordre de 20 à 25% du total de la période, représente 60 à 70 mm en valeur absolue, ce qui est presque la moitié de la pluviométrie moyenne de la période juin à septembre.

### 3.2. PLUVIOMÉTRIE SPATIALE DES ANNÉES DÉFICITAIRES

#### 3.21. A l'échelle de la saison pluvieuse

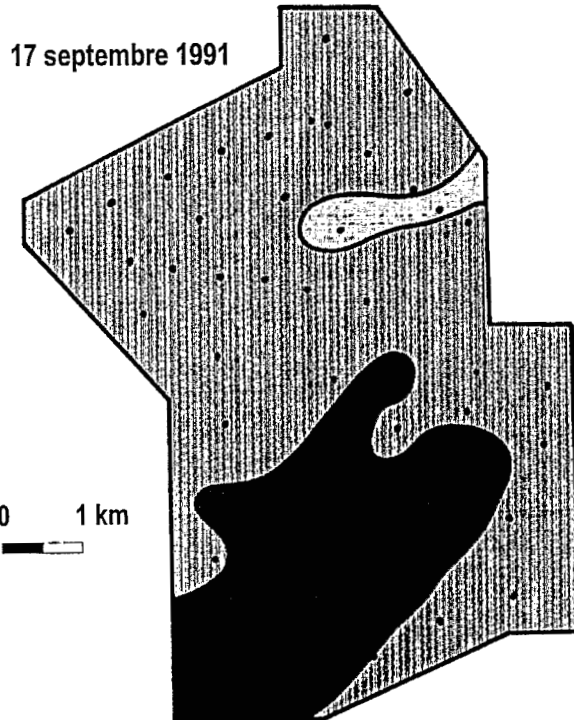
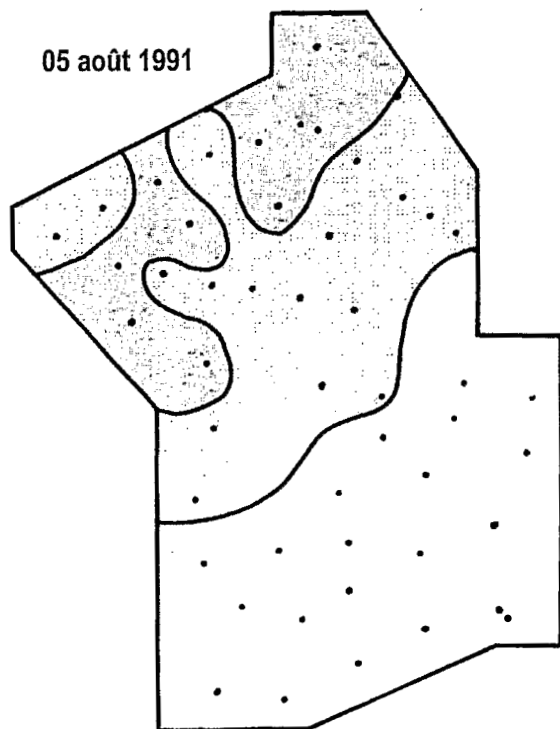
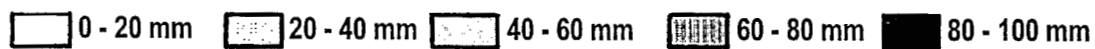
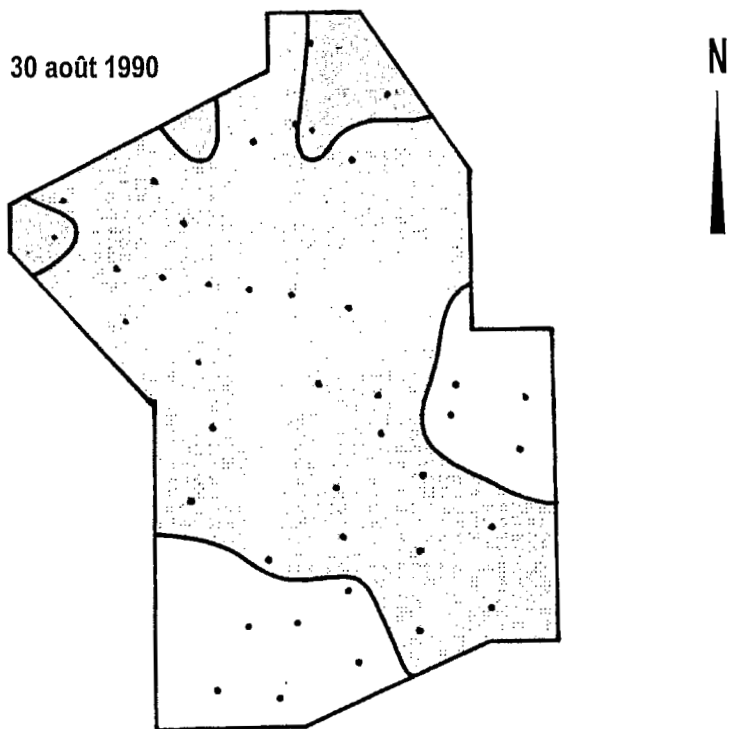
Pour les trois années déficitaires, la pluviométrie de la période juin à septembre présente une variabilité spatiale beaucoup plus accentuée que pour les années excédentaires (fig. IV.10). En particulier, en 1988, le nord de la zone a reçu 150 à 160 mm tandis que le sud n'a reçu que 50 mm. En 1989, le secteur le plus arrosé se situe à l'ouest avec 110 à 120 mm alors que l'est et le sud n'ont reçu que 70 à 80 mm. Cette année-là, la variabilité spatiale est peu accentuée, à l'inverse de 1988, car une forte proportion de la zone a reçu une précipitation d'au moins 90 mm. La pluviométrie de 1992 est plus contrastée avec un maximum de 90 à 100 mm en divers sites (est, sud-est, ouest et nord-est) et un minimum de 40 à 50 mm dans le nord-ouest. Le rapport de pluviométrie entre le secteur le plus arrosé et le moins arrosé varie donc dans le rapport de 0,5 à 3 selon les années. En valeur absolue, la différence entre ces deux secteurs varie de plus de 100 mm en 1988 à moins de 40 mm en 1989, ce qui est comparable à la différence de 60 à 70 mm constatée en années excédentaires. Par contre, en valeur relative, cette différence représente de 300 à 50% de la pluviométrie de la période juin à septembre en années déficitaires, alors qu'elle n'est que de 20 à 25% en années excédentaires. **Pour les années à pluviométrie déficitaire et à l'échelle de la saison pluvieuse, la variabilité spatiale est plus ou moins accentuée selon les années.**

#### 3.22. A l'échelle de l'averse

Ce sont là aussi les pluies dont la hauteur maximale en un lieu donné est au moins égale à 10 mm qui ont contribué le plus fortement au total pluviométrique de la période juin à septembre. Mais le nombre de ces pluies est beaucoup plus réduit que pour les années excédentaires : 6 pluies en 1988, 4 pluies en 1989 et 8 pluies en 1992.

Comme pour les années excédentaires, il faut distinguer les pluies à faible différenciation spatiale, dont le maximum n'excède pas 20 mm et dont l'écart entre les extrêmes est de l'ordre de 10 à 15 mm. Ces pluies sont peu nombreuses : 17 juillet 1988, 26 juillet et 20 août 1989, 24 et 28 août 1992, 20 et 22 septembre 1992 (fig. IV.11).

Fig. IV 9 - Isohyètes d'averses à variabilité spatiale très accentuée pour des années à pluviométrie excédentaire



Les autres pluies sont plus différenciées et présentent une variabilité spatiale plus importante, mais celle-ci est un peu moins prononcée que dans le cas des années excédentaires. L'écart pluviométrique entre le secteur le plus arrosé et le moins arrosé de chacune de ces pluies est le plus souvent de 20 à 30 mm : telles sont les pluies des 2, 23, 26 et 29 juillet 1988, 3 août 1989, juin–juillet 1992 et 25 août 1992 (fig. IV.12). Cet écart est parfois plus important et peut atteindre 30 à 40 mm, comme pour les pluies des 28 juin 1988, 9 septembre 1989 et 11 septembre 1992, mais il ne dépasse pas 40 mm comme c'est le cas pour quelques pluies d'années excédentaires.

### 3.23. Bilan

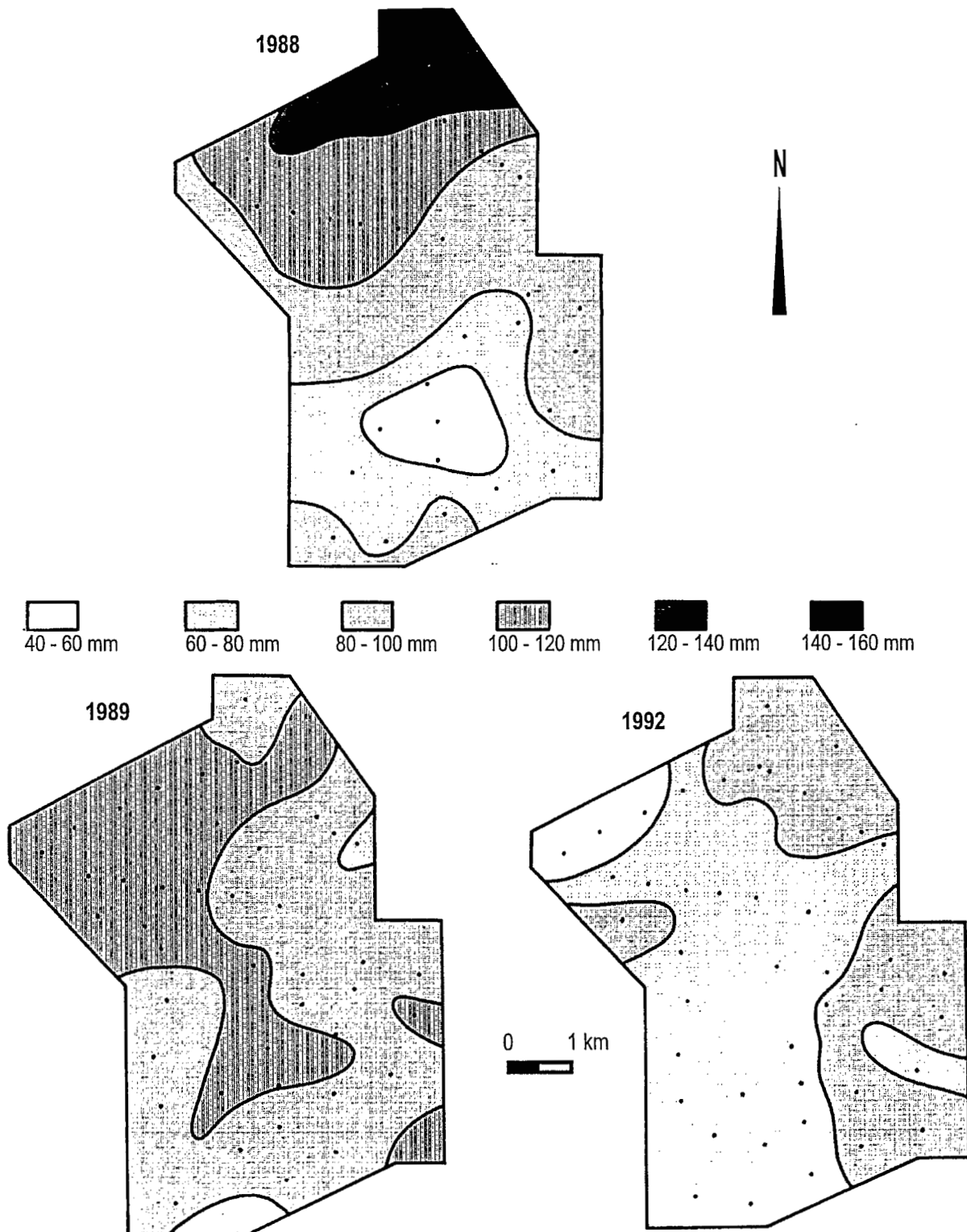
Les pluies d'au moins 10 mm présentent d'une année à l'autre une variabilité spatiale plus ou moins accentuée mais qui est de la même amplitude aussi bien pour les années déficitaires que pour les années excédentaires. **Les averses se reproduisent donc de la même manière d'année en année et la variabilité spatiale résulte de la répétition de ces averses et de leur localisation dans l'espace.** Ainsi, en 1988, la hauteur précipitée maximum pour quatre des cinq averses principales s'est localisée dans le secteur nord, alors que le maximum de la cinquième averse a eu lieu dans l'est. Il en résulte qu'au niveau de la saison pluvieuse, le total pluviométrique s'est concentré sur le même secteur donnant ainsi une variabilité spatiale très accentuée, avec une pluviométrie variant du simple au triple du sud au nord. Dans ce cas, à l'échelle de la saison pluvieuse, **il n'y a pas eu compensation pluviométrique dans l'espace d'une averse à l'autre, mais au contraire la variabilité spatiale s'est ajoutée.** C'est l'inverse qui s'est produit en 1989, les deux seules pluies principales se sont concentrées, l'une sur la moitié nord, et l'autre sur la moitié sud, d'où une variabilité spatiale très atténuée, d'autant plus que le nombre de pluies a été très réduit cette année-là pendant la saison pluvieuse.

### 3.3. CONCLUSION

De juin à septembre et à l'échelle de l'averse, toutes les pluies d'au moins 10 mm présentent une variabilité spatiale plus ou moins accentuée, quel que soit le type d'année pluviométrique. **Le nombre de ces pluies et leur localisation déterminent le total pluviométrique de la période et la variabilité spatiale au niveau local.** Pour les années à déficit pluviométrique, ce nombre de pluies est réduit, mais leur localisation est très variable au cours d'une même année et d'une année à l'autre. La distribution spatiale qui en résulte peut ainsi être très accentuée ou au contraire très atténuée. Pour les années excédentaires, le nombre de pluies à distribution spatiale contrastée est plus important et la répétition de ces pluies sur des sites différents durant une même saison pluvieuse tend à réduire notablement la variabilité spatiale. Ainsi, d'une manière générale, **plus le nombre de pluies à distribution spatiale contrastée augmente pendant la saison pluvieuse, plus il y aura de probabilité de compensation pluviométrique d'un site à l'autre de la zone.**

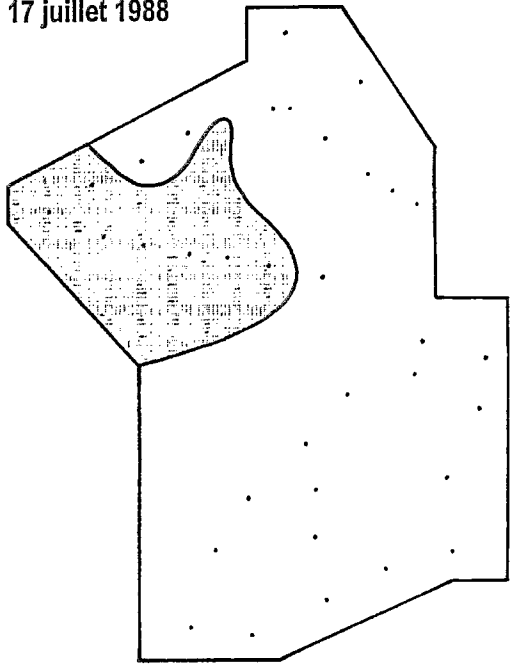
Cependant, chaque année de juin à septembre et quel que soit le type d'année pluviométrique, il existe toujours une zone à pluviométrie minimum et une zone à pluviométrie maximum, l'écart de précipitation entre les deux variant de 40 à 100 mm. Mais plus que cet écart absolu, qui peut sembler peu important, c'est

Fig. IV 10 - Isohyètes de la pluviométrie totale de la période juin à septembre pour les années déficitaires

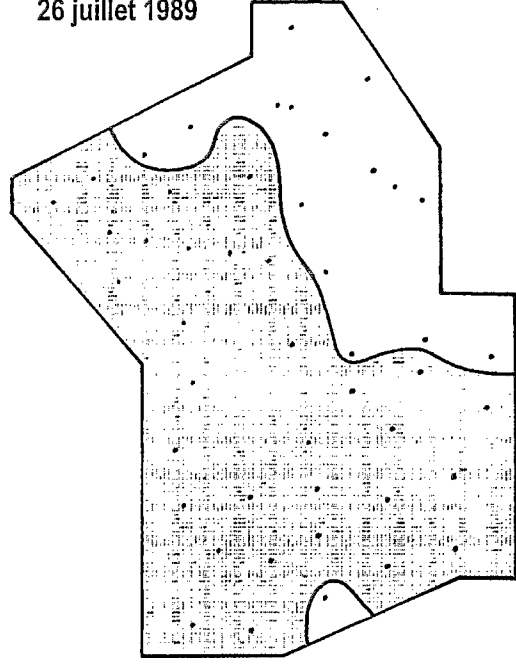


**Fig. IV 11 - Isohyètes d'averses à variabilité spatiale peu accentuée pour des années à pluviométrie déficitaire**

17 juillet 1988

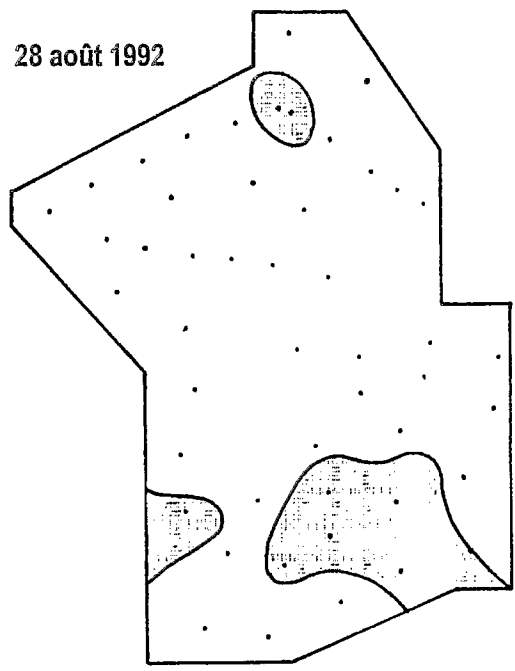


26 juillet 1989

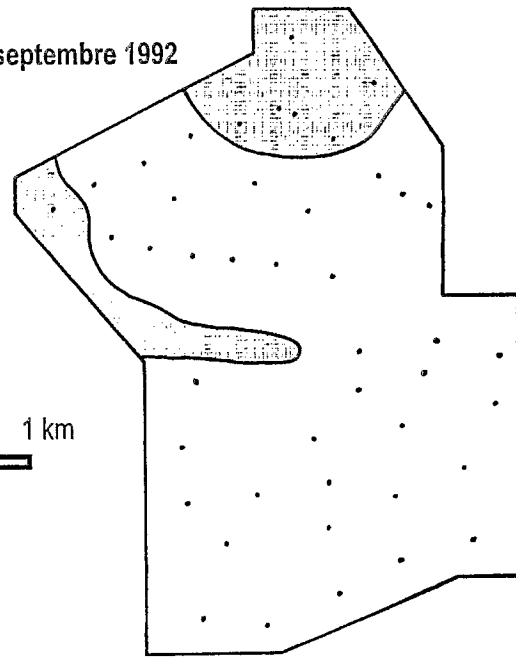


0 - 10 mm    10 - 20 mm

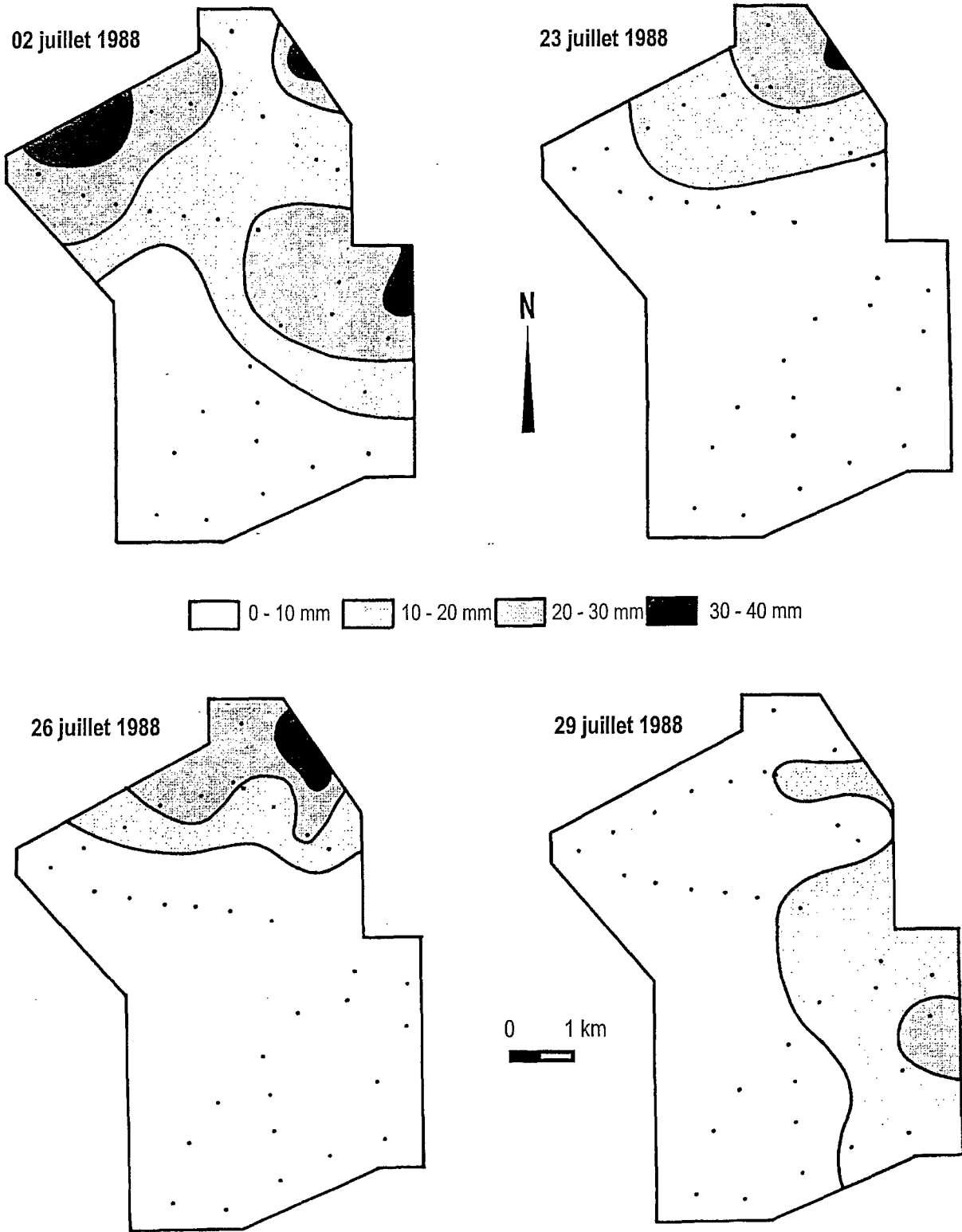
28 août 1992



20 septembre 1992



**Fig. IV 12 - Isohyètes d'averses à variabilité spatiale contrastée pour une année à pluviométrie déficitaire**



surtout la quantité précipitée selon les sites pendant la saison pluvieuse qui traduit le mieux l'aridité potentielle du milieu. Ainsi, d'une année à l'autre, un même site peut tout aussi bien recevoir de juin à septembre une pluviométrie de 40 à 50 mm qu'une précipitation de 290 à 300 mm, et au cours de la même année, la pluviométrie de cette période pour des sites séparés de quelques kilomètres seulement peut varier dans le rapport de un à trois. **D'une année à l'autre, ce ne sont donc pas les mêmes secteurs qui sont systématiquement, soit les plus arrosés, soit les moins arrosés.** En particulier, la zone montagnaise située à l'est n'a aucune influence sur la hauteur précipitée aussi bien au niveau de l'averse qu'à l'échelle de la saison pluvieuse, et ce relief ne constitue pas un lieu privilégié où se produiraient préférentiellement les pluies.

Il apparaît donc une **tendance pour que la pluviométrie totale cumulée sur une période pluriannuelle soit semblable en tous points**, mais le nombre insuffisant d'années d'observations ne nous permet pas de l'affirmer. De la sorte, la variabilité spatiale locale deviendrait inexistante lorsqu'elle est exprimée à l'échelle pluriannuelle. La confrontation des conclusions ci-dessus avec celles émises lors de la caractérisation de la pluviométrie à l'échelle ponctuelle (cf. 2.4) montre qu'**en définitive, les différentes variabilités constatées** (c'est-à-dire intrastationnelle et interstationnelle aux échelles régionale et locale), **se compensent à moyen terme. Mais à l'échelle de l'année, qui est l'unité de base du cycle biologique et du cycle agronomique, il est indispensable de prendre en compte ces différentes variabilités.**

Une étude de la variabilité spatiale de la pluviométrie en milieu soudano-sahélien du Burkina-Faso sur une surface de 1 ha, avec un pluviomètre tous les 25 mètres (Carbonnel *et al*, 1990), a montré qu'à cette échelle il y avait continuité du champ pluviométrique journalier et qu'un seul appareil était suffisant et représentatif de la lame précipitée sur une surface d'au moins 1 ha. Les auteurs pensaient que la discontinuité des champs pluviométriques journaliers se faisait à l'échelle kilométrique, ce qui semble être le cas à Mapimi. Ces résultats soulignent la **nécessité d'utiliser un réseau spatial de pluviomètres dont la maille inclue la discontinuité du champ pluviométrique.**

#### 4. ALTERNANCES EPISODES PLUVIEUX – EPISODES SECS

Les épisodes pluvieux sont de deux types. De mai à octobre, ils s'étalent sur un à cinq jours consécutifs au maximum, et ils forment une succession discontinue d'averses dont chacune n'excède pas quelques heures et où l'on distingue un corps principal à forte intensité encadré d'averses secondaires peu intenses. Le reste de l'année, les épisodes pluvieux sont plus continus et réguliers et beaucoup moins intenses, et ils ne durent que deux à trois jours consécutifs. Pour ces deux types, cela détermine des épisodes secs plus ou moins longs durant lesquels il n'y a aucune précipitation. Nous avons calculé le nombre de ces périodes sèches (sans aucune averse de plus de 0,5 mm) d'une durée minimum de 20 jours consécutifs pour les stations Laboratoire et Ceballos (tableau IV.12).

Tableau IV.12 – NOMBRE DE PÉRIODES SÈCHES D'AU MOINS 20 JOURS CONSECUTIFS  
POUR LES STATIONS LABORATOIRE (1979–1992) ET CEBALLOS (1956–1986)

durée	<u>Laboratoire</u>	<u>Ceballos</u>
20 à 29 jours	23	54
30 à 39 jours	7	35
40 à 49 jours	12	15
50 à 59 jours	9	8
60 à 69 jours	4	4
70 à 79 jours	3	10
80 à 89 jours	1	9
90 à 99 jours	2	3
100 jours et plus	1	6
total	62	144

Chaque année, il y a en moyenne 4 à 5 périodes sèches d'au moins 20 jours dans chacune des deux stations. La durée moyenne de ces périodes est de 43,0 jours au Laboratoire ( $\sigma = 20$  jours; CV = 46,5%) et de 44,4 jours à Ceballos ( $\sigma = 28$  jours; CV = 63%). Les périodes sèches d'une durée minimum d'un mois sont les plus nombreuses et elles représentent, pour les deux stations, près des deux tiers du nombre total de périodes sèches.

Les périodes sans pluie les plus longues ont duré 105 jours (1992), 97 jours (1984) et 94 jours (1988) au Laboratoire, et 199 jours (1962), 137 jours (1962–63), 133 jours (1978), 127 jours (1969), 107 jours (1960) et 102 jours (1970) à Ceballos. Pour les deux stations, ces plus longues périodes sèches ont toujours eu lieu dans l'intervalle allant d'octobre à avril, c'est-à-dire pendant une période où l'activité de la végétation est réduite.

D'une manière générale, aux années déficitaires correspond un plus grand nombre de périodes sèches ou tout au moins une durée plus longue du total de ces périodes sèches, et inversement pour les années excédentaires. Mais cela n'est pas aussi rigoureux que l'on pourrait le supposer. Ainsi, au Laboratoire, les cinq périodes sèches de l'année déficitaire 1989 totalisent 221 jours, alors que le même nombre de périodes sèches de l'année excédentaire 1990 totalise 228 jours.

La répartition des périodes sèches en fonction de la saison est la suivante, en pourcentage :

	<u>Laboratoire</u>	<u>Ceballos</u>
Hiver	34,3%	32,3%
Printemps	24,5%	27,8%
Eté	12,6%	10,6%
Automne	28,6%	29,3%

La proportion de périodes sèches pour chaque saison est le reflet inverse de la proportion de la pluviométrie saisonnière correspondante. **Chaque année, le printemps connaît au moins une période sèche de trois semaines**, celle-ci pouvant se prolonger sur 6 à 8 semaines pendant cette saison où l'activité végétale devient importante. Lorsque cette dernière est maximum, c'est-à-dire pendant l'été, il y a **chaque année un minimum de deux périodes sèches distinctes de 10 à 20 jours consécutifs** chacune, et **une année sur deux il se produit une période sèche de trois à quatre semaines consécutives**, cette durée pouvant atteindre parfois cinq à six semaines (1982 et 1983 à Ceballos). C'est donc **pendant la période où l'activité végétale est la plus forte** (mai à



septembre) **qu'il existe pratiquement chaque année des déficits pluviométriques notables pendant plusieurs semaines consécutives**. Cela impose un important **stress hydrique** aux espèces végétales auquel elles doivent impérativement s'adapter.

## 5. CONCLUSION

A l'échelle pluridécennale, le **régime pluviométrique est uniforme au niveau régional** (même pluviométrie moyenne) et il ne s'est pas modifié au cours des trente dernières années dans le sens d'une accentuation de l'aridité. Globalement, ce régime se caractérise par une relative **rareté des pluies** à laquelle s'ajoute leur **concentration sur la période la plus chaude** de l'année. L'eau captée par le sol est donc soumise à la fois à une intense évaporation et à une forte transpiration végétale, car cette période correspond à l'époque où l'activité végétale est maximum. Cette concordance temporelle "apport notable en eau–températures élevées–forte demande végétale" augmente d'autant plus la consommation du stock hydrique du sol.

Au niveau de l'événement pluvieux, il existe une forte **variabilité interstationnelle** de la pluviométrie qui se produit aussi bien à l'**échelle locale** (quelques km) qu'à l'**échelle régionale** (plusieurs dizaines de km), ce qui souligne l'indépendance des stations entre elles dès qu'elles sont séparées d'au moins une dizaine de kilomètres. Cela résulte de la forte localisation spatiale des averses et de la taille relativement réduite des champs pluviométriques (quelques kilomètres). Mais d'une année à l'autre, la pluviométrie présente une très importante **variabilité intrastationnelle**, aussi bien à l'échelle de l'averse, de la décade, du mois, de la saison, que de l'année. La pluviosité est donc très **aléatoire**, ce qui rend **difficile** toute possibilité de **prévision fiable** à court terme, en particulier à l'échelle de la saison agronomique et au niveau du champ et de la parcelle.

Cependant, **sur une période pluriannuelle** d'une dizaine d'années consécutives, il apparaît une **tendance** pour que le **total précipité soit le même en tous points**, par compensation pluviométrique d'un site à l'autre, à mesure que les années se succèdent. A moyen terme, il y aurait ainsi une atténuation de la variabilité spatio-temporelle, ce qui peut expliquer l'uniformité du régime pluviométrique à l'échelle régionale.

Les événements pluvieux s'étalent en général sur un ou deux jours, et ils sont très discontinus dans le temps, ce qui détermine, surtout en "saison des pluies", **plusieurs épisodes secs** dont la durée est suffisante pour provoquer un **important stress hydrique** aux espèces végétales. Cette alternance d'épisodes pluvieux et secs conditionne le fonctionnement hydrique et l'équilibre écologique de ce milieu très fragile.

## CHAPITRE V

### LE DEVENIR DE L'EAU A L'INTERFACE SOL-ATMOSPHERE

Deux possibilités s'offrent à l'eau météorique lorsqu'elle parvient à la surface du sol, soit s'infiltrer, soit ruisseler<sup>1</sup>. L'intensité relative de ces deux processus est déterminée par les caractéristiques de la pluie et du milieu d'accueil (topographie, sol, état hydrique, rugosité de la surface, couverture végétale).

En fonction de ces paramètres, nous avons cherché à **quantifier au niveau ponctuel le devenir de l'eau** pour chacun des principaux systèmes écologiques de la toposéquence. **Tel est l'objectif du présent chapitre.**

#### 1. INTRODUCTION : INFILTRATION ET RUISSELLEMENT

Au début d'une pluie, il existe toujours une période pendant laquelle la totalité de l'eau reçue s'infiltré dans le sol et cela quelles que soient les caractéristiques de la pluie et du sol. C'est la **phase d'imbibition**, durant laquelle le régime d'alimentation en eau est inférieure à l'infiltrabilité du sol, et l'eau s'infiltré aussi vite qu'elle est fournie : le processus est contrôlé par l'apport d'eau et *le régime d'alimentation détermine le régime d'infiltration* (Hillel, 1974). Mais le sol s'humecte progressivement et sa capacité d'infiltration diminue peu à peu jusqu'au moment où le régime d'alimentation devient supérieur à l'infiltrabilité : le sol ne peut plus absorber toute l'eau qui lui est fournie et *le processus devient alors contrôlé par le profil de sol* (Hillel, 1974). De nombreuses mesures ont montré cette diminution de l'infiltrabilité en fonction du temps, laquelle tend, de manière asymptotique, vers un régime constant et minimum d'infiltration correspondant à l'**infiltrabilité permanente**. Cette diminution de l'infiltrabilité peut être due à divers facteurs comme la dégradation graduelle de la structure du sol, la formation d'une croûte en surface, le colmatage des pores, l'emprisonnement de bulles d'air. *Mais avant tout, la décroissance du régime d'infiltration est due à la diminution inéluctable du gradient de succion matricielle qui se produit au cours de l'infiltration* (Hillel, 1974). L'eau qui ne s'infiltré plus s'accumule tout d'abord sous forme de flaques dans les microdépressions de la surface qui, lorsqu'elles sont remplies, débordent selon la pente : c'est le

---

1. Il n'y a que ces deux possibilités lorsque se produit la pluie, et ce n'est qu'ultérieurement qu'interviennent de manière notable l'évaporation et la transpiration végétale.

début du ruissellement. L'intensité de ce dernier augmente progressivement alors que l'infiltration continue à diminuer : c'est la **phase transitoire**. Pour des conditions données et après un certain temps, on aboutit à un **régime d'équilibre** entre l'infiltration et le ruissellement : ce dernier est constant et maximum, alors que l'infiltration est constante et minimum. Lorsque la pluie cesse, le ruissellement décroît rapidement jusqu'à s'annuler, alors que l'eau résiduelle en surface s'infiltré : c'est la **phase de vidange** (Lafforgue, 1977).

## 2. MÉTHODE

### 2.1. PRINCIPE

Etant donné le caractère aléatoire de la pluviosité en milieu aride, l'étude du devenir de l'eau à l'interface sol-atmosphère n'était envisageable que par expérimentation. Pour cela, **il fallait que les modalités expérimentales soient aussi semblables que possible aux conditions naturelles**. En particulier, l'apport en eau au sol devait se faire par aspersion et non par submersion, car dans ce dernier cas, l'infiltration devient *forcée* et le processus n'a plus rien à voir avec la réalité physique du phénomène tel qu'il se déroule sous pluie naturelle (Casenave, 1986). C'est ce qu'ont montré Lafforgue et Naah (1976) qui ont comparé les deux méthodes d'apport en eau en mesurant l'intensité maximale d'infiltration : selon les sites et les conditions, cette dernière est 3 à 20 fois supérieure dans le cas de la submersion que dans le cas de l'aspersion .

L'infiltration est donc très différente selon le mode d'apport en eau et pour étudier expérimentalement celle-ci, seule une méthode par aspersion est adaptée, car elle est très semblable aux conditions naturelles (Casenave et Valentin, 1989). Celle qui répond le mieux à cette exigence est la **simulation de pluie** sur une surface réduite ( $m^2$ ). Elle présente en outre l'avantage de travailler en mode synchrone sur chacune des unités élémentaires de milieu, avec des conditions que l'on fait varier à volonté (Casenave, 1982).

Le simulateur de pluie utilisé, appelé aussi "infiltromètre" ou "ruissellomètre", est celui qui a été mis au point par Asseline et Valentin (1978) et qui correspond à une version très améliorée de l'appareil décrit par Bertrand et Parr (1960). Différentes améliorations ont été ensuite apportées par Asseline (1988, 1993), en particulier l'extension de la gamme d'intensité de pluie utilisable, qui varie de 10 à 140 mm/h, et des récupérateurs d'eau qui permettent de réduire notablement la quantité d'eau utilisée. Bernard (1987) a automatisé le système grâce à un boîtier de commande électronique. Le principe consiste à arroser une surface de sol avec un jet d'eau dont les caractéristiques sont semblables à celles de la pluie naturelle et de mesurer les variables suivantes en fonction du temps : intensité de la pluie simulée, quantité d'eau précipitée, quantité d'eau infiltrée, quantité d'eau ruisselée. L'intérêt de cet appareil est sa mise en oeuvre facile, sa commodité d'emploi et sa mobilité. Cela permet de multiplier très facilement les essais de simulation de pluie et de tester un plus grand nombre de sites et de n'étudier le rôle que d'un seul paramètre à la fois (Casenave, 1982). Cette technique a été utilisée au cours de nombreux travaux dans le monde, et nous ferons référence par la suite à ceux réalisés en Afrique soudano-sahélienne, car, ayant utilisé le même appareil, leurs résultats sont directement comparables aux nôtres.

Le simulateur de pluie est constitué d'une structure métallique en forme de tronc de pyramide de près de 4 mètres de hauteur (fig.V.1), autour duquel est fixée une bâche de manière à éviter l'action du vent. Au sommet de cette tour est fixé le dispositif d'arrosage qui consiste en un gicleur calibré. Celui-ci est alimenté en eau par une motopompe, à pression toujours constante (0,4 à 0,5 bar) quel que soit le type de pluie. Le gicleur est fixé sur un bras mobile qui est animé, à l'aide d'un moteur électrique, d'un mouvement pendulaire d'amplitude variable et qui est réglable à volonté. Selon l'angle de balancement du gicleur, la surface arrosée est plus ou moins grande (3 à 13 m<sup>2</sup>) et ainsi, la quantité d'eau reçue au sol, en un point donné, est variable et c'est celle-ci qui détermine l'intensité de la pluie simulée (fig.V.2). Au sol, au centre de la surface arrosée, est implanté un cadre métallique carré de 1 mètre de côté enfoncé dans le sol de quelques centimètres, délimitant ainsi une parcelle de 1 m<sup>2</sup>. Le centre de cette dernière est disposé de manière à être à la verticale du gicleur d'arrosage. Le côté aval du cadre métallique comporte une ligne de trous au niveau du sol par où s'écoule le ruissellement. La totalité de ce dernier est recueilli dans une cuve calibrée où un limnigraphe à grande vitesse permet d'enregistrer les volumes écoulés en fonction du temps. L'ensemble du dispositif permet ainsi de déterminer à tout instant, l'intensité de la pluie, la hauteur précipitée, la lame ruisselée et la lame infiltrée.

Plusieurs expérimentations (Asseline et Valentin, 1978; Valentin, 1978, 1985; Perez, 1994) ont permis de choisir le type de gicleur à utiliser, de déterminer sa hauteur au-dessus du sol et de définir la pression d'alimentation en eau, de manière à ce que les gouttes de pluie simulée aient une taille et une énergie cinétique du même ordre de grandeur que celles des gouttes de pluie naturelle.

## 2.2. PROTOCOLE DE SIMULATION

D'une manière générale, l'objectif de la simulation de pluie en Afrique soudano-sahélienne est avant tout hydrologique (Casenave, 1986). Il s'agit de déterminer la réponse au ruissellement d'un bassin versant soumis à des pluies plus ou moins exceptionnelles, comme la pluie journalière de récurrence annuelle ou décennale. Cela suppose une bonne connaissance des relations intensité-durée-fréquence des pluies de la zone considérée. A Mapimi, ces relations sont impossibles à établir du fait de la quasi absence de données pluviographiques. Cette finalité hydrologique n'est cependant pas le but recherché ici et **la simulation de pluie a été utilisée pour déterminer au niveau ponctuel (le m<sup>2</sup>), le devenir de l'eau météorique (quantités infiltrée et ruisselée), pour des conditions données (pluie, sol, topographie, végétation).**

Pour définir le protocole de simulation de pluie, nous avons pris en compte les principales caractéristiques de la pluie naturelle : fréquence des pluies, hauteurs de pluie journalière, intensités pluviométriques, intervalle entre deux événements pluvieux successifs. Une caractéristique particulière a retenu notre attention : la hauteur totale précipitée pendant un même événement dépasse très rarement 60 mm. Il fallait donc éviter d'appliquer en un site donné et en quelques heures, 2 à 300 mm d'eau sur une surface qui n'en reçoit au maximum dans le même temps en condition naturelle que quatre à cinq fois moins.

Fig. V 1 - Schéma du mini-simulateur de pluie

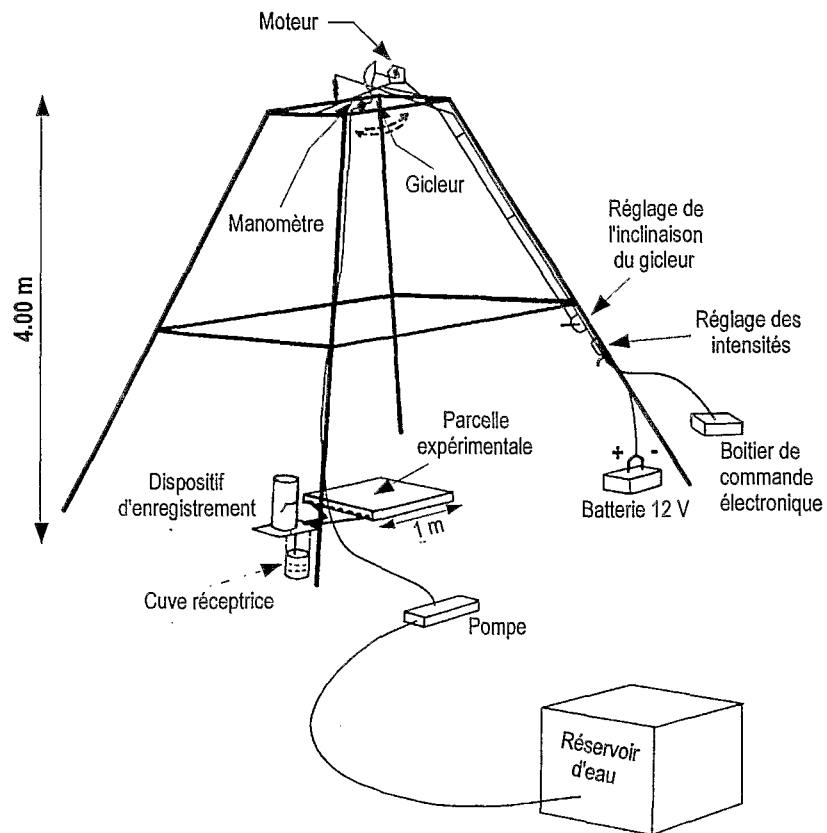
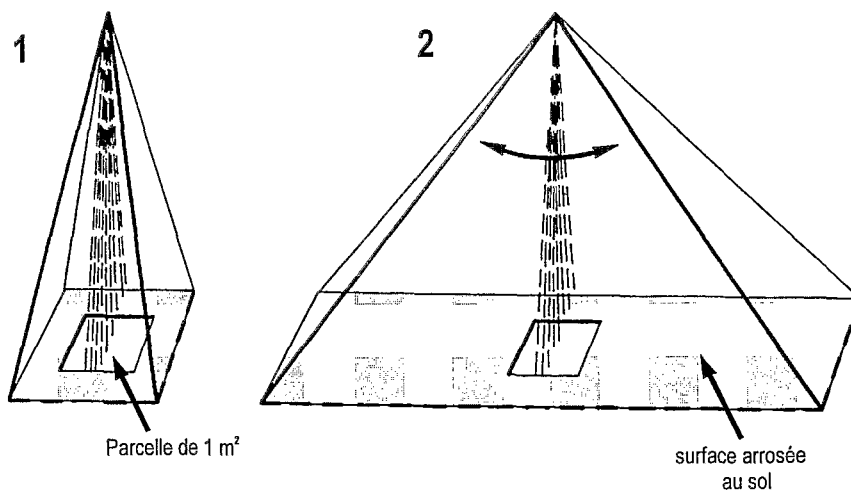


Fig. V 2 - Principe de variation des intensités pluviométriques  
(D'après Asseline, 1993)



**Angle de balancement du gicleur :**

- 1 - minimum : surface arrosée au sol minimum → intensité de la pluie maximum
- 2 - maximum : surface arrosée au sol maximum → intensité de la pluie minimum

Ces considérations nous ont permis de définir le **protocole** suivant, utilisé pour l'ensemble des pluies simulées : pour chacune des averses, **l'intensité reste constante** durant toute la pluie; la **durée** de cette dernière est **d'une heure de manière à obtenir les régimes permanents de ruissellement et d'infiltrabilité**. **Six niveaux d'intensité** ont été réalisés : 12, 20, 40, 60, 80 et 100 mm/h.

Un sol sec recevant une pluie s'humidifie continuellement par sa surface, et celle-ci, d'un état sec passe plus ou moins rapidement à un état proche de la saturation. Ces deux états hydriques correspondent aux deux situations extrêmes entre lesquelles évolue la surface du sol, alors que pendant le même temps, les couches sous-jacentes s'humectent progressivement. Pour étudier cette influence de l'état hydrique initial sur le ruissellement et l'infiltration, **une même pluie a été réalisée sur un sol successivement sec puis saturé en surface**, avec un ressuyage d'une heure environ entre les deux pluies. Cela évite de déplacer le simulateur, ce qui permet d'obtenir la même intensité pour les deux pluies. En effet, le même réglage après un déplacement de l'appareil, même minime, donne rarement la même intensité, celle-ci pouvant parfois varier notablement. Deux à trois semaines après une simulation, le sol est à nouveau sec et l'on peut répéter l'opération avec d'autres conditions. L'humidité de la couche superficielle du sol (0-3 cm) a été mesurée par gravimétrie sur des prélèvements effectués autour de la parcelle, dans la zone arrosée. A l'état sec, les teneurs en eau massique ont toujours été comprises entre 3 à 6% selon les sites et à l'état humide entre 25 à 30%. Par la suite, nous avons qualifié ces deux situations hydriques initiales du sol d'état sec et d'état humide.

Pour caractériser l'humidité préalable du sol, la majorité des auteurs ont utilisé systématiquement un indice de type Kohler, comme par exemple Casenave (1982), Chevallier (1982), Chevallier (1983), Thébé (1987), Casenave et Valentin (1989), Perez (1994). Il s'agit d'un indice d'antécédence des pluies qui *n'a aucune signification physique, mais qui se comporte comme un réservoir qui a une loi de vidange exponentielle et se remplit à chaque averse. Il est considéré comme nul à la fin de la saison sèche* (Chevallier, 1982). Le principal défaut de cet indice est qu'il ignore le devenir réel de l'eau lors d'une averse. En effet, cet indice considère qu'une pluie donnée stocke toujours la même quantité d'eau, quel que soit le milieu récepteur. La réalité est bien différente car une même pluie peut tout aussi bien ruisseler ou s'infiltrer majoritairement selon le milieu d'accueil, ce qui vis-à-vis de l'état hydrique du sol n'a pas la même signification. Aussi il serait préférable pour calculer cet indice de prendre en compte la quantité d'eau réellement infiltrée et non celle précipitée. En réalisant les pluies simulées pour les deux états hydriques extrêmes définis ci-dessus, nous nous sommes affranchis de l'utilisation d'un tel indice, lequel, dans sa forme actuelle, n'est qu'une estimation très approximative de l'humidité préalable du sol.

### 3. MATÉRIEL

Outre la pluie et l'état hydrique initial du sol, les autres paramètres qui conditionnent le ruissellement et l'infiltration n'ont pas la même importance relative selon la zone climatique (Dubreuil et Vuillaume, 1975; Valentin, 1986). Ainsi, en Afrique, de la forêt tropicale à la zone subdésertique, plus la pluviosité annuelle diminue, et plus ce sont les organisations pédologiques de surface qui conditionnent l'hydrodynamique superficielle, au détriment des organisations internes de la couverture pédologique et du couvert végétal. En

particulier, en zone sahélienne *sensu stricto* (pluviométrie comprise entre 200 et 400 mm), c'est-à-dire une zone bioclimatiquement semblable à celle que nous étudions ici, **les états de surface du sol déterminent largement l'hydrodynamique superficielle** (Albergel, Ribstein et Valentin, 1986; Casenave et Valentin, 1991). Le choix du site d'implantation des parcelles de simulation de pluie le long de la toposéquence a donc été guidé, en priorité, par les états de surface. Localement, nous avons pris en compte la couverture végétale, car elle influence notablement l'infiltration (Albergel, Ribstein et Valentin, 1986).

### 3.1. CARACTÉRISTIQUES DES PARCELLES DE SIMULATION DE PLUIE

Pour décrire chaque parcelle de simulation de pluie (tableau V.1), nous avons distingué, d'une part, la partie aérienne de la parcelle occupée éventuellement par la végétation dont le recouvrement a été mesuré en projection verticale, et, d'autre part, la surface du sol proprement dite où la proportion de chacun des éléments présents a été mesurée. L'ensemble de ces déterminations a été réalisé par la méthode des points quadrats le long de lignes d'espacement régulier (Brown, 1954; Daget et Poissonet, 1969, 1971).

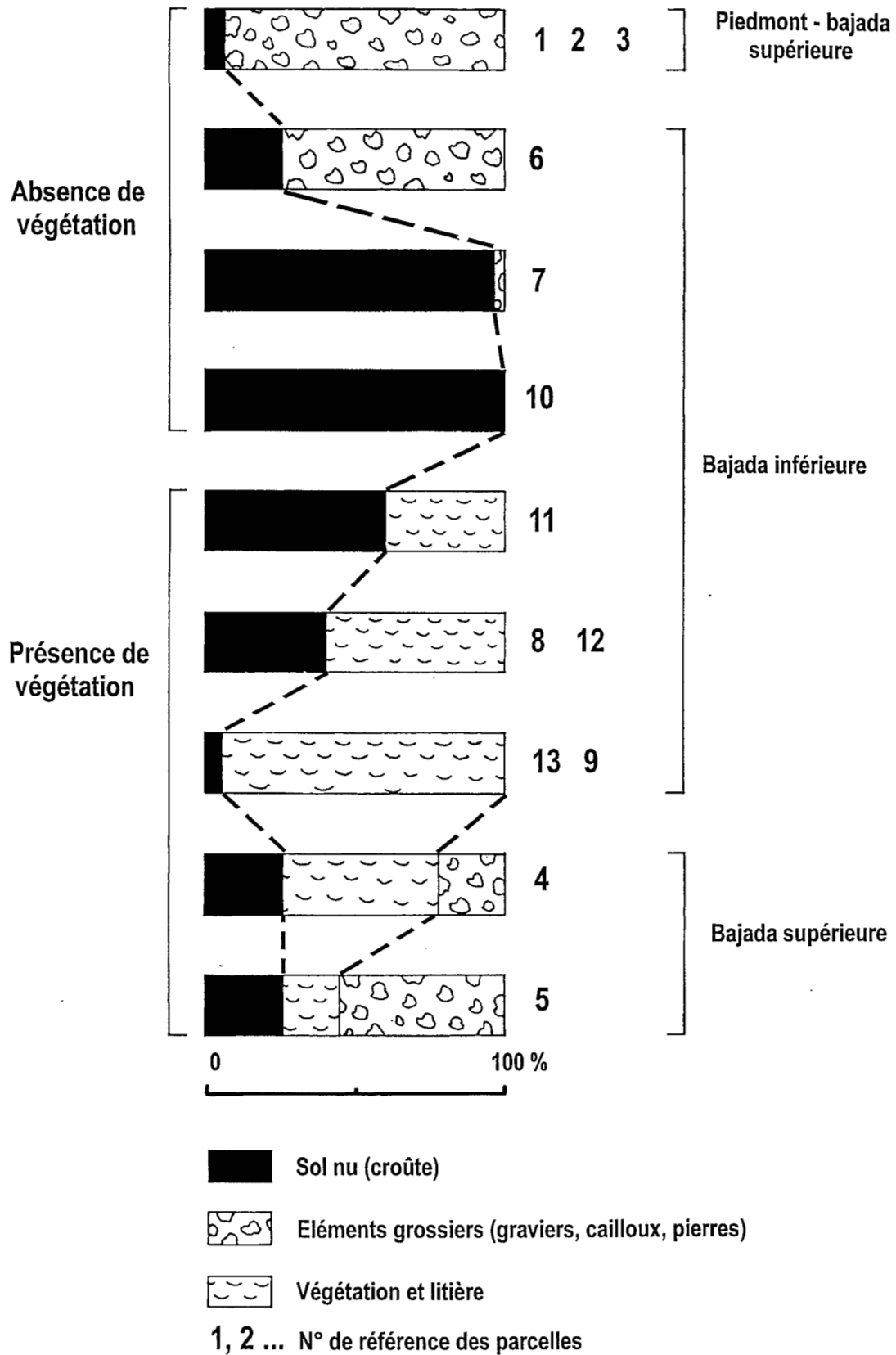
Tableau V.1 – PRINCIPALES CARACTÉRISTIQUES DES PARCELLES DE SIMULATION DE PLUIE

(% en projection verticale; graviers = 2 mm à 7 cm; pierres = > 7 cm; la litière correspond aux débris végétaux et à la base de la végétation)

situation et parcelle	végétation aérienne		sol nu	surface du sol(%)			pente (%)
	couvert (%)	structure		graviers	pierres	litière	
<i>Piedmont</i>							
Parcelle 1	0,0	-	8,5	90,5	1,0	0,0	6,0
Parcelle 2	0,0	-	9,7	70,1	20,2	0,0	6,0
<i>Bajada supérieure</i>							
Parcelle 3	0,0	-	3,5	96,5	0,0	0,0	3,0
Parcelle 4	70,0	arbustive	25,8	21,3	0,0	52,9	3,0
Parcelle 5	9,0	herbacée	28,3	54,9	0,0	16,9	1,5
<i>Bajada inférieure – Mogote</i>							
Parcelle 6	0,0	-	24,2	75,8	0,0	0,0	1,0
Parcelle 7	0,0	-	97,6	2,4	0,0	0,0	1,0
Parcelle 8	52,0	arbustive	43,0	0,0	0,0	57,0	1,0
Parcelle 9	45,0	herbacée	48,0	0,0	0,0	52,0	1,0
<i>Bajada inférieure – Hilaria</i>							
Parcelle 10	0,0	-	100,0	0,0	0,0	0,0	1,0
Parcelle 11	30,0	herbacée	62,0	0,0	0,0	38,0	1,0
Parcelle 12	50,0	herbacée	40,0	0,0	0,0	60,0	1,0
Parcelle 13	90,0	herbacée	5,0	0,0	0,0	95,0	1,0

Un représentation schématique (fig. V.3) de la proportion relative des différents éléments constituant la surface du sol permet une comparaison rapide entre les différentes parcelles. Cette image de la surface du sol correspond à ce que rencontre la pluie lorsqu'elle parvient au sol, si l'on remplace le taux de recouvrement de la végétation aérienne par le taux de recouvrement de la litière, remplacement qu'autorise la corrélation étroite entre les deux taux ( $r = 0,92$ ). En l'absence de végétation, la surface du sol qui ne possède

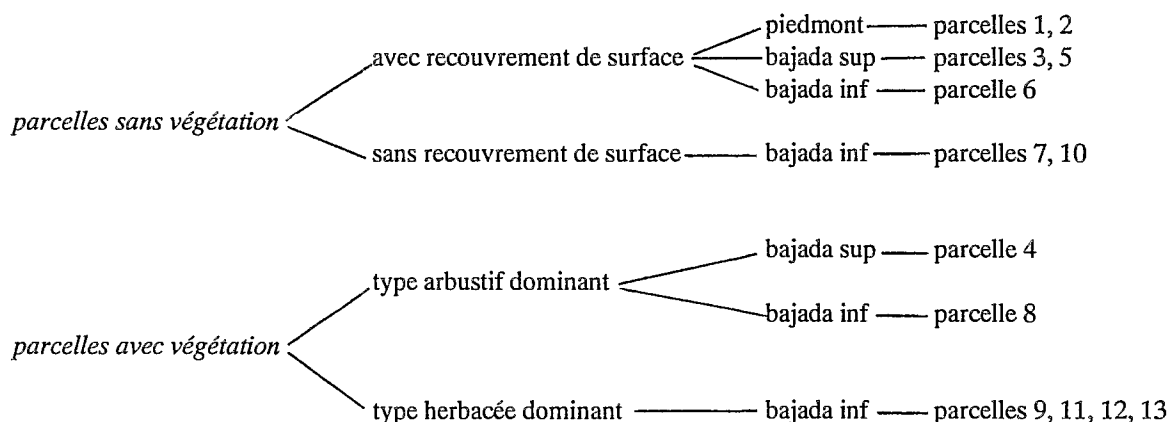
**Fig. V 3 - Etat de la surface du sol des parcelles de simulation de pluie**  
(en % de la surface en projection verticale)





aucun recouvrement superficiel (sol nu) se présente pratiquement toujours sous forme d'une **croûte**, c'est-à-dire une pellicule indurée peu épaisse (un cm au maximum), plus ou moins continue et très peu perméable (Casenave et Valentin, 1989). Là où elle existe, **cette croûte se maintient en permanence**, car elle n'est pas détruite périodiquement, soit par une mise en culture (labour, sarclage), soit par la pluie (la croûte est présente dès que cesse l'averse).

Les parcelles peuvent être divisées en deux groupes selon la présence ou non de végétation. Malgré une couverture végétale de 9%, nous avons réuni la parcelle 5 avec celles sans végétation, car elle comporte des espèces annuelles très dispersées dont la hauteur ne dépasse pas quelques cm :



### 3.11. Piedmont

Pour cette unité, la végétation est très peu abondante et l'état de la partie superficielle du sol ne présente qu'une seule surface élémentaire <sup>2</sup>. Il s'agit d'une surface à charge grossière constituée d'une **croûte structurale à trois microhorizons superposés** (un microhorizon de sable grossier, un microhorizon de sable fin et une pellicule plasmique), **dans laquelle sont enchâssés de très nombreux éléments grossiers** de la taille des graviers (2mm à 2cm) et des pierres (2 à 15cm). Le recouvrement global de ces grossiers est de 70 à 90% et on note sous chacun d'eux une forte porosité vésiculaire. La proportion relative des graviers et des pierres étant variable, nous avons choisi deux parcelles se différenciant par le taux de chacun de ces deux éléments, l'une d'entre elles (parcelle 1) comporte en surface une très nette dominance de petits graviers, l'autre (parcelle 2) est recouverte à la fois de graviers et de pierres, mais où les graviers dominent. Les deux parcelles ont la même pente et ne portent aucune végétation. Le sol nu est pratiquement inexistant et dans un tel milieu, l'impact des gouttes de pluie se fait essentiellement sur les éléments grossiers et non directement sur la matrice du sol.

2. Nous utilisons les termes définis par Casenave et Valentin (1989) et la terminologie mise au point par ces auteurs pour décrire les états de surface du sol : surface élémentaire = désigne à un instant donné, un ensemble homogène constitué par les éléments du milieu suivants : le couvert végétal, la surface du sol, les organisations pédologiques superficielles qui ont subi des transformations sous l'effet des facteurs météorologiques, fauniques ou anthropiques. Etat de surface = peut désigner une seule surface élémentaire, la juxtaposition de plusieurs, ou un système de surfaces élémentaires, c'est-à-dire un ensemble, au sein duquel jouent des interactions.

### 3.12. Bajada supérieure

Par rapport à l'unité précédente, la pente diminue et la végétation devient légèrement plus dense. Les éléments grossiers restent abondants en surface, mais il s'agit uniquement de graviers.

Hors des zones de végétation, deux surfaces élémentaires peuvent être distinguées dans cette unité, mais elles sont d'inégale étendue. Celle qui domine très largement (50 à 60% de l'unité) s'apparente à la **surface grossière** de l'unité précédente, mais le recouvrement d'éléments grossiers est un peu moins abondant (50 à 70%) et il n'est constitué que d'éléments ne dépassant pas 1cm. L'autre surface, de moindre extension (20 à 30% de l'unité), ne comporte aucun recouvrement de grossiers et le sol est à nu : il s'agit d'une **croûte d'érosion** constituée par une seule pellicule plasmique reposant directement sur la matrice du sol. Chacune de ces deux surfaces élémentaires a une très faible extension (moins du m<sup>2</sup>) et elles sont juxtaposées irrégulièrement dans l'espace, ce qui implique de les étudier ensemble (parcelle 3). Localement, on rencontre quelques herbacées dont le taux de recouvrement, très faible, ne modifie pas notablement l'état de surface du milieu qui reste constitué des deux surfaces élémentaires précédentes (parcelle 5).

La végétation est distribuée de manière très ponctuelle dans l'espace : il s'agit d'une formation discontinue de cactus (*Opuntia rastrera*) où chacun d'eux est distant de quelques mètres du voisin. Au niveau de ces cactus, la surface du sol est constituée d'une **croûte structurale à un microhorizon** constitué d'une fine pellicule rugueuse à forte porosité due à une abondante activité de la faune micromammillienne qui se concentre à la base de ces cactus. Ces sites à forte porosité, combinée à la forme des raquettes de cactus qui interceptent une fraction notable de la pluie, constituent des zones favorables à l'infiltration. Pour étudier cette influence des cactus, une parcelle, centrée sur l'un d'entre eux, a été implantée dans ce milieu particulier (parcelle 4). Alors que le centre de la parcelle est constitué par la surface élémentaire à un microhorizon ci-dessus, on passe progressivement, à mesure que l'on s'éloigne de la base du cactus aux deux surfaces élémentaires des zones sans végétation décrites ci-dessus.

### 3.13. Bajada inférieure

Seuls les deux principaux systèmes écologiques de cette unité de paysage, *Mogote* et *Hilaria*, ont été testés par simulation de pluie. Pour ces deux milieux, la pente est très faible, le taux de couverture végétale est très variable et les éléments grossiers de surface ont disparu, sauf localement.

#### 3.131. Les formations de *Mogote*

Quatre parcelles pour simulation de pluie ont été installées dans ce système écologique, chacune d'elles correspondant aux principaux milieux qui se succèdent de l'amont à l'aval des bandes végétales.

Dans l'espace inter-bande amont (parcelle 6), la surface du sol de la zone de transit, sans végétation, est formée d'une seule surface élémentaire. Il s'agit d'une **croûte d'érosion** constituée d'un microhorizon mince et dur résultant de l'érosion d'une croûte structurale à deux ou trois microhorizons. Cette croûte est recouverte par de très nombreux petits graviers ne dépassant pas un centimètre. Dans la zone pionnière (parcelle 7), la surface du sol

comporte une succession de plusieurs microhorizons stratifiés, chacun d'eux étant constitué d'une accumulation limono-sableuse ou d'une pellicule plasmique. Sous ces microhorizons superficiels, se rencontre un niveau constitué par de nombreux graviers de 2 à 10 mm. L'ensemble constitue une **croûte de décantation**, dont la caractéristique principale est l'aspect que prend le microhorizon superficiel à l'état sec, qui se présente sous forme de plaquettes polygonales ou squames à bords relevés.

La surface du sol dans la bande végétale comporte trois surfaces élémentaires qui sont distribuées spatialement en fonction de la couverture végétale et du micro-relief qui lui est lié. Sous les touffes herbacées (40 à 60 cm de diamètre), il n'existe pas de croûte superficielle et la **surface du sol est recouverte d'une litière** plus ou moins abondante, sous laquelle on trouve directement la matrice du sol, à l'aspect grumeleux résultant de l'activité mésofaunique. L'ensemble constitue un milieu éminemment favorable à l'infiltration. Si la végétation est uniquement arbustive, ce type de surface élémentaire n'est que très ponctuel, localisé autour du pied de l'arbuste. Dans les espaces inter-touffes, on rencontre soit une **croûte structurale à trois microhorizons**, là où la surface du sol est en légère pente, soit une **croûte d'érosion**, avec localement une croûte de décantation, surtout au centre de ces espaces dénudés. Deux parcelles ont été installées dans la bande végétale, l'une où domine la végétation arbustive (parcelle 8), l'autre la végétation herbacée (parcelle 9).

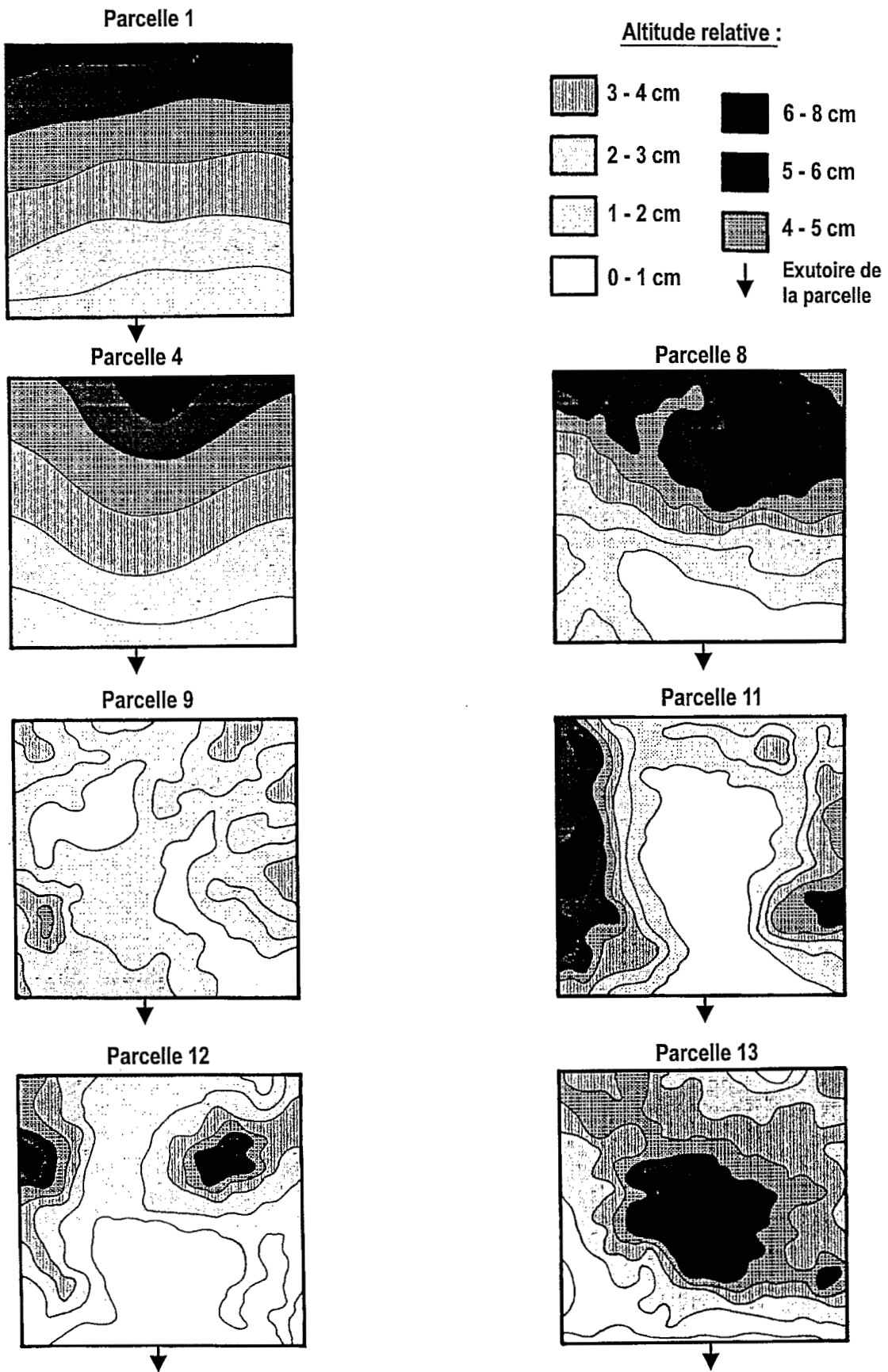
### 3.132. Les formations herbacées à *Hilaria*

Pour ces formations, le couvert végétal, uniquement herbacé, a guidé le choix d'implantation de quatre parcelles de simulation de pluie. Un taux croissant de recouvrement végétal a été retenu, depuis un milieu totalement dénudé (parcelle 10) situé dans les plages de *peladero* sans végétation, jusqu'à un milieu où le taux de couvert végétal atteint 90% (parcelle 13), ce qui correspond au maximum possible pour ces formations, avec deux intermédiaires de taux de recouvrement, l'un de 30% (parcelle 11), l'autre de 50% (parcelle 12). Ces différents taux de couverture végétale sont des valeurs moyennes à 5% près, car le recouvrement végétal a légèrement varié durant les essais de simulation de pluie, en fonction des apports hydriques. Mais cette variation n'a pas d'influence notable sur les résultats. Pour la parcelle 10, la surface du sol correspond à une **croûte d'érosion** typique, très favorable au ruissellement. Pour les trois parcelles avec végétation, on retrouve les trois surfaces élémentaires rencontrées ci-dessus dans la bande végétale du *Mogote*. Mais la proportion de surface sans croûte, localisée sous les touffes végétales, augmente corrélativement avec le taux de recouvrement végétal, au détriment des croûtes d'érosion ou de décantation des espaces inter-touffes. Ainsi, la parcelle 13 ne comporte pratiquement pas de croûte superficielle, ce qui favorise l'infiltration directe de la pluie lorsqu'elle a traversé la couche superficielle de litière.

## 3.2. LIMITES DE LA MÉTHODE : INFLUENCE DE LA RUGOSITÉ DE SURFACE, DU MICRORELIEF ET DE LA VÉGÉTATION

Lorsque la pente générale du milieu est suffisamment prononcée (plus de 1%) et surtout lorsque la surface de celui-ci est plus ou moins plane et régulière, la simulation de pluie ne pose aucun problème, car le ruissellement s'écoule hors de la parcelle expérimentale, à l'aval de celle-ci, de la même manière que cela se produit dans le milieu naturel. Tel est le cas des sites de simulation de pluie 1, 2, 3 et 5, dont la

Fig. V 4 - Microtopographie des parcelles de simulation de pluie



microtopographie de surface est semblable à celle de la parcelle 1 (fig. V.4). Les sites 7 et 10, bien qu'à pente très faible, ont eux aussi une pente régulière à faible rugosité de surface, ce qui ne perturbe pas notablement les sens d'écoulement des flux hydriques superficiels lorsqu'une parcelle de simulation y est installée. La microtopographie de ces sites s'apparente à celle de la parcelle 1. Il en est de même pour la parcelle 6 où, malgré la présence d'un fort recouvrement de petits graviers qui créent une légère rugosité de surface, le ruissellement ne s'en trouve pas modifié par rapport à ce qu'il serait en conditions naturelles.

Par contre, les autres sites se caractérisent par la présence d'un **microrelief plus ou moins accentué qui provoque des écoulements dans différentes directions** qui ne correspondent pas forcément à la pente générale du milieu. D'où l'importance du choix du site d'implantation des parcelles dans ce cas, mais compte tenu de la taille de la parcelle, il n'a pas toujours été possible de faire concorder totalement le sens des écoulements naturels avec le sens des écoulements expérimentaux. Une installation idéale est représentée par la parcelle 11 (fig.V.4) dont les limites correspondent à celles d'un micro-bassin versant naturel ouvert vers l'aval. D'une manière générale, pour les autres parcelles (4, 8, 9, 12 et 13), le ruissellement expérimental mesuré correspond à ce qu'il aurait été en conditions naturelles, mais nous n'avons pu éviter parfois de perturber les écoulements. Tel est le cas par exemple pour les parcelles 12 et 13, où dans le nord-est de chacune d'elles, le ruissellement est bloqué par la limite de la parcelle alors qu'il s'écoulait naturellement hors de celle-ci, dans une direction autre que celle de l'exutoire artificiel de la parcelle. On aboutit ainsi à une surestimation de l'infiltration, car dans ce cas le ruissellement est bloqué et il ne peut parvenir à l'aval de la parcelle. Parfois, il existe des zones en très légère dépression, comme dans le nord-ouest de la parcelle 9, mais dans ce cas, cela correspond exactement à ce qui se passe en conditions naturelles.

Albergel et Thébé (1986) et Thébé (1987), étudiant la validité des mesures de simulation de pluie dans un site du Nord-Cameroun, ont montré que le ruissellement mesuré sous pluies simulées dans des parcelles de sol nu ou à faible taux de recouvrement végétal est semblable au ruissellement mesuré sous pluie naturelle. Par contre, lorsque la couverture végétale dépasse 50%, le ruissellement sous pluie simulée est surestimé d'environ 30% car il existe une variation notable du taux de recouvrement végétal entre saison sèche et saison humide. Pour limiter cette surestimation dans les parcelles avec végétation, nous avons réalisé les différents essais de simulation de pluie durant la même saison.

## 4. RÉSULTATS - INTERPRÉTATIONS

### 4.1. THEORIE

Lors d'une simulation de pluie, on enregistre diachroniquement le volume ruisselé cumulé, ce qui permet d'établir l'hydrogramme de ruissellement. En théorie, **quatre phases successives peuvent être distinguées pour une pluie d'intensité constante** (Lafforgue, 1977; Collinet et Valentin, 1979; Lafforgue et Casenave, 1980) (fig. V.5) :

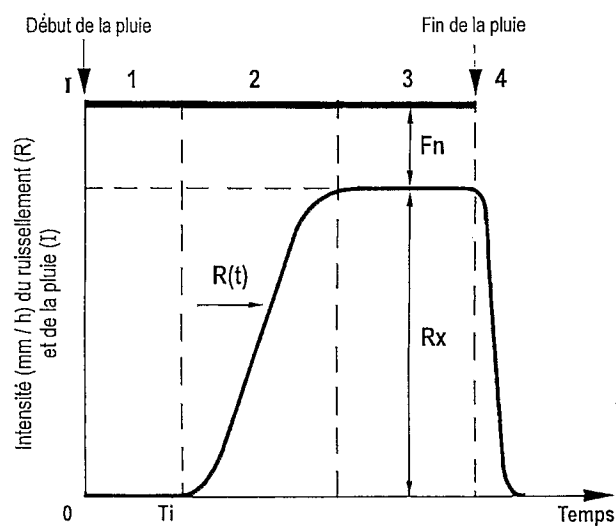
a) **une phase d'imbibition** = au début de la pluie et pendant une durée variable selon les sites, aucun ruissellement n'apparaît : la totalité de la précipitation s'infiltré ou s'accumule en surface de la parcelle en fonction du microrelief. Cette durée ( $T_i$ ) correspond à une hauteur précipitée ( $P_i$ ), appelée **pluie d'imbibition**, caractéristique de la pluie appliquée et de la parcelle. Durant cette phase, et tant qu'il n'y a pas de rétention d'eau dans les dépressions superficielles, toute l'eau reçue s'infiltré dans le sol, l'intensité potentielle d'infiltration ( $F$ ) étant alors supérieure à l'intensité de la pluie ( $I$ ) en tous points de la parcelle. Au fur et à mesure que la surface du sol s'humecte, la capacité d'infiltration diminue et la totalité de l'eau reçue par le sol ne peut plus être absorbée. Ce refus à l'infiltration stagne alors en surface dans les microdépressions de la surface, si elles existent. Une fois remplies, celles-ci débordent et l'eau finit par s'écouler vers l'exutoire de la parcelle : c'est le début du ruissellement ( $R$ ).

b) **une phase de transition** = durant cette phase, l'intensité du ruissellement augmente progressivement, avec corrélativement une diminution de l'intensité de l'infiltration.

c) **une phase de régime d'écoulement permanent** = après une durée variable de la phase transitoire, qui est fonction des conditions expérimentales et du milieu, on aboutit à un régime permanent d'écoulement, à condition que la pluie se poursuive suffisamment longtemps. Ce régime permanent correspond à un **équilibre entre le ruissellement et l'infiltration**, chacun d'eux étant devenu constant. L'intensité de ruissellement a alors atteint un maximum ( $R_x$ ), tandis que l'intensité d'infiltration est minimum ( $F_n$ ).

d) **une phase de vidange** = lorsque la pluie cesse, le ruissellement se poursuit, mais son intensité diminue fortement pour s'annuler rapidement. Cette phase correspond à la vidange de l'eau retenue en surface dans les microdépressions et pouvant s'évacuer de celles-ci. Par contre, une partie de cette rétention d'eau superficielle ne peut s'évacuer par suite du microrelief, et elle finit par s'infiltrer dans le sol.

Fig. V 5 - Hydrogramme théorique de ruissellement pour une pluie d'intensité constante  
(d'après Lafforgue, 1977)



- 1 - Phase d'imbibition
- 2 - Phase de transition
- 3 - Phase d'écoulement permanent
- 4 - Phase de vidange

- I : intensité de la pluie
- $R_x$  : intensité du ruissellement à régime constant
- $F_n$  : intensité de l'infiltration à régime constant
- $R(t)$  : courbe de ruissellement en fonction du temps

En pratique, l'hydrogramme de ruissellement n'est jamais aussi lissé que l'hydrogramme théorique et l'intensité de l'écoulement présente une alternance de mini-pics et de mini-dépressions. Cela traduit un double comportement du sol : 1) la rugosité de surface bloque momentanément et localement l'écoulement selon les obstacles rencontrés, d'où les minimums d'intensité observés; mais ce blocage temporaire finit par céder brutalement ce qui amène alors un excès de ruissellement à l'exutoire, d'où les maximums d'intensité; 2) le sol n'absorbe pas l'eau reçue de manière uniforme sur l'ensemble de la surface de la parcelle, à cause des différents états de cette surface et de la variabilité de l'infiltrabilité; il en résulte une infiltration différentielle selon les sites de la parcelle, accentuée par le piégeage de l'air dans l'espace poral du sol à mesure que progresse le front d'humectation (Vachaud *et al.*, 1973).

**Le devenir de l'eau à l'interface sol-atmosphère est conditionné avant tout par la capacité du sol à absorber l'eau qui lui est fournie.** Cette infiltrabilité potentielle dépend de différents facteurs : 1) la durée et les caractéristiques de l'apport en eau; 2) l'état et la nature de l'interface sol-atmosphère; 3) l'état hydrique initial du milieu d'accueil et sa conductivité hydraulique; 4) le degré d'uniformité du profil de sol et la variabilité spatiale de ses propriétés hydrodynamiques (Hillel, 1974; Valentin, 1985; Vauclin, 1986).

En fonction de ces paramètres, différents auteurs ont proposé des expressions pour modéliser les flux d'infiltration, soient empiriques (Kostiakov, 1932; Horton, 1940), soient basées sur des relations physiques fondamentales (Green et Ampt, 1911; Philip, 1957). Les "lois" de l'infiltration de ces derniers auteurs sont les plus connues et les plus utilisées (Morel-Seytoux, 1973; Hillel, 1974; Bach *et al.*, 1986; Morin et Benyamini, 1977; Albergel, 1987; Boivin *et al.*, 1988; Touma et Boivin, 1988). Mais l'utilisation de **tous ces modèles suppose que le milieu édaphique est à la fois continu, isotrope, homogène, indéformable et isotherme** (Touma, 1984). **Or, la plupart de ces hypothèses simplificatrices ne sont pas vérifiées pour les sols étudiés ici.** En effet, ces derniers, qui se répartissent en deux groupes, présentent certaines caractéristiques qui sont incompatibles avec les conditions réductrices ci-dessus :

- d'une part, la majorité des sols de la toposéquence présente **une croûte superficielle**, laquelle *invalide l'hypothèse d'uniformité du sol communément admise*, car la croûte, *caractérisée par une conductivité hydraulique plus faible que le sol en place, joue le rôle de barrière hydraulique* (Perez, 1994). Plusieurs modèles ont pris en compte l'existence de cette dernière (Hillel et Gardner, 1969; Ahuja, 1973, 1983; Moore, 1981; Parlange *et al.*, 1984; Morin *et al.*, 1989; Aboujaoudé *et al.*, 1991; Touma, 1992). Nous retiendrons les conclusions de Perez (1994) concernant ces travaux : **la croûte gouverne le régime d'infiltration; le gradient de succion qui se développe en son sein impose une charge non nulle à sa base, donc une condition non saturante dans la zone de transmission; le déficit de saturation est d'autant plus fort que la vitesse de formation et la compacité de la croûte sont élevées; l'hypothèse d'homogénéité de la surface peut être acceptée si on définit parfaitement les caractéristiques moyennes de la croûte**<sup>3</sup>.

- d'autre part, les sols qui ne présentent pas de croûte superficielle sont **très argileux et gonflants**, et dans ce cas, les travaux de Smiles (1974) ont montré que **les lois classiques de l'infiltration ne s'appliquaient pas à ce type de matériau.**

---

3. L'utilisation d'un "infiltromètre sous succion" (Thony *et al.*, 1991) aurait sans doute permis de caractériser le comportement *in situ* des croûtes superficielles, mais nous n'avons pas pu disposer de ce matériel.

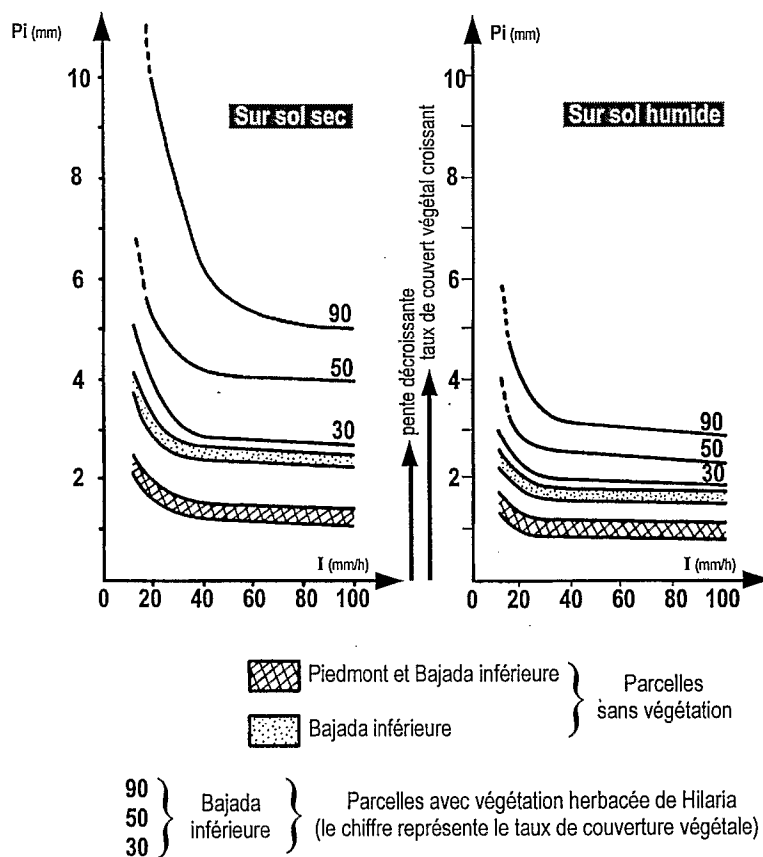
Dans ces conditions, il nous a semblé illusoire de vouloir ajuster les résultats expérimentaux obtenus à des modèles théoriques d'infiltration, car les sols concernés ne répondent pas aux conditions d'application de ces modèles<sup>4</sup>.

#### 4.2. PLUIE D'IMBIBITION

Les valeurs de la pluie d'imbibition ( $P_i$ ) en fonction de l'intensité pluviométrique et de l'état initial d'humectation du sol sont représentées sur la figure V.6 pour l'ensemble des parcelles.

Un même site ne stocke pas toujours la même quantité initiale d'eau au début d'une pluie :  $P_i$  est toujours plus élevée lorsque l'averse se produit sur un sol sec que sur un sol humide, quelle que soit l'intensité pluviométrique ( $I$ ), et plus cette dernière est forte, plus  $P_i$  est faible. La décroissance de  $P_i$  avec

Fig. V 6 - Hauteur de la pluie d'imbibition ( $P_i$ ) en fonction de l'intensité de la pluie ( $I$ ) pour les différentes unités de la toposéquence



4. Nous avons cependant tenté d'ajuster à la loi de Philip l'infiltration expérimentale mesurée sous charge constante (chapitre VII); cette tentative montre les limites d'application de la loi théorique utilisée aux sols étudiés ici.



l'augmentation de I se fait de manière hyperbolique : d'abord diminution brutale de Pi pour les faibles intensités, puis ensuite diminution très lente tendant vers une valeur asymptotique. **Avant que débute le ruissellement, le sol emmagasine une quantité d'eau qui dépend de l'état hydrique initial et de l'intensité pluviométrique.** L'infiltration initiale est notablement réduite lorsque l'intensité dépasse 20 à 40 mm/h selon les sites sur sol sec et 20 à 30 mm/h sur sol humide.

Deux autres paramètres conditionnent la valeur de Pi : la pente et la couverture végétale.

L'influence de la **pente** sur Pi n'a pu être étudiée que pour les parcelles sans végétation (sites 1, 2, 3, 5, 6, 7 et 10) du piedmont (pente 6%) et de la *bajada*. (pente 1 à 3%). Pour un état de surface semblable, Pi augmente légèrement lorsque la pente diminue, pour chacun des deux états hydriques initiaux du sol. C'est surtout lorsque la pente est très faible que l'augmentation de Pi est notable : de 1 à 2 mm sur sol sec dans le piedmont, Pi atteint 2,5 à 4 mm en *bajada* inférieure (pente 1%) pour un même état hydrique initial. Sur sol humide, la différence entre les deux sites est beaucoup moins marquée. **Pour des parcelles sans végétation, l'influence de la pente sur la valeur de Pi est relativement limitée.**

Par contre, le **taux de couverture végétale** (essentiellement herbacée dans le cas étudié ici), **conditionne fortement la pluie d'imbibition, et cela d'autant plus que le sol est sec.** Ainsi, avec un couvert herbacé de 90% et pour une pluie ne dépassant pas 20 mm/h, Pi atteint 10 à 12 mm sur sol sec et à 4 à 6 mm sur sol humide. Sur sol nu, dans les mêmes conditions, ces valeurs sont respectivement de 2 et 1 mm. Une couverture herbacée de 40 à 50% est une valeur critique vis-à-vis de Pi : à partir de cette valeur, Pi reste relativement importante (4 à 6 mm sur sol sec et 3 à 4 mm sur sol humide), alors qu'en dessous, Pi tend vers les valeurs des parcelles sans végétation. **L'humectation initiale du sol est donc favorisée par la présence d'une végétation herbacée couvrant au moins la moitié de la surface.** Mais si I dépasse 40mm/h, Pi est réduite d'environ moitié par rapport aux intensités inférieures à 20 mm/h. L'effet bénéfique d'une couverture herbacée d'au moins 50% sur le stockage de l'eau en début d'averse n'est donc pas négligeable, car cela permet, avant que ne se déclenche le ruissellement, un stockage minimum de 4 mm sur sol sec et de 3 mm sur sol humide aux fortes intensités, et de 6 mm sur sol sec et 4 mm sur sol humide aux faibles intensités. Ainsi, les quatre premiers millimètres de toute pluie se produisant sur sol sec, ce qui est le cas le plus fréquent à Mapimi, sont donc toujours intégralement emmagasinés par le sol si celui-ci est couvert au moins à 40-50% par la végétation, et cette hauteur stockée augmente notablement lorsque l'intensité pluviométrique diminue et lorsque la végétation est plus dense. La plupart des pluies de faible hauteur (< 5 mm), nombreuses à Mapimi, s'infiltreront donc intégralement dans les sites où la végétation est dense, comme par exemple pour les systèmes écologiques *Mogote* et *Hilaria*.

En résumé et d'une manière générale, le **stockage hydrique initial du sol en début de pluie est d'autant plus fort que le recouvrement végétal est plus dense, que le sol est plus sec, que l'intensité de la pluie est plus basse et que la pente est plus faible.**

Les auteurs ayant travaillé dans un milieu climatique semblable à celui de Mapimi sont arrivés aux mêmes conclusions (Casenave, 1982; Chevallier, 1982; Albergel et Bernard, 1984; Albergel, 1987; Thébé, 1987; Collinet, 1988; Casenave et Valentin, 1989). En particulier, une couverture végétale de 40-50% est une valeur

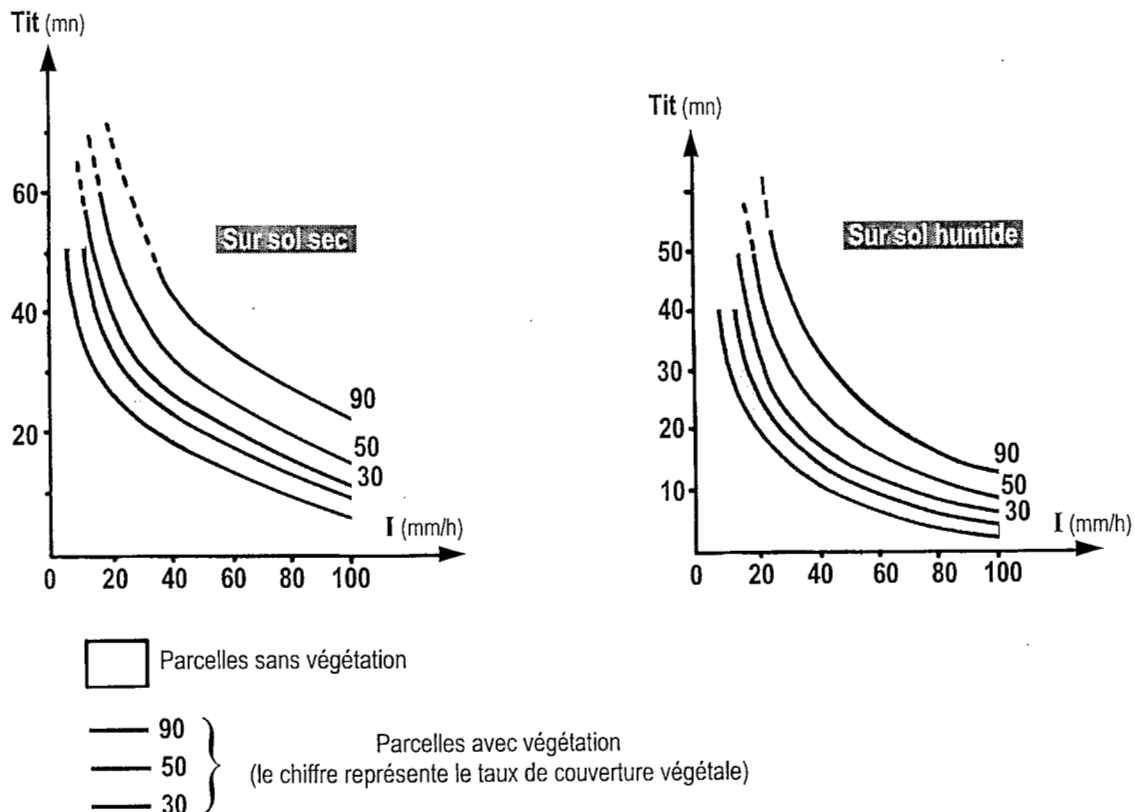
minimum au-dessus de laquelle  $P_i$  devient importante. Perez (1994), étudiant par corrélations multiples les relations entre la hauteur de la pluie d'imbibition avec divers paramètres du sol et de l'environnement, arrive à la conclusion que la couverture végétale est le seul paramètre qui soit corrélé de manière significative au seuil de 5% avec  $P_i$ , alors que tous les autres paramètres sont non ou peu corrélés. Ce rôle de la végétation s'explique par le développement d'une macroporosité importante sous le couvert végétal résultant de l'action des racines et de l'activité de la mésofaune (Albergel, Ribstein et Valentin, 1986).

#### 4.3. INSTALLATION DU REGIME D'ECOULEMENT PERMANENT

La durée cumulée de la phase d'imbibition ( $T_i$ ) et de la phase de transition ( $T_t$ ) correspond au temps nécessaire ( $T_{it}$ ) pour que s'installe le régime d'écoulement permanent.  $T_{it}$  est représenté graphiquement sur la figure V.7 en fonction de  $I$  et de l'état d'humectation du sol pour les différents sites.

$T_i$  étant pris en compte dans ces courbes  $T_{it} = f(I)$ , ces dernières présentent une certaine analogie avec les courbes  $P_i = f(I)$  (fig. V.6).  $T_{it}$  dépend essentiellement de  $I$  et du couvert végétal. L'humidité initiale du sol a une influence secondaire, car après une certaine hauteur de pluie, qui correspond approximativement à

**Fig. V 7 - Durée de pluie ( $T_{it}$ ) nécessaire pour parvenir au régime permanent d'écoulement, en fonction de l'intensité de la pluie ( $I$ ), pour les différentes unités.**



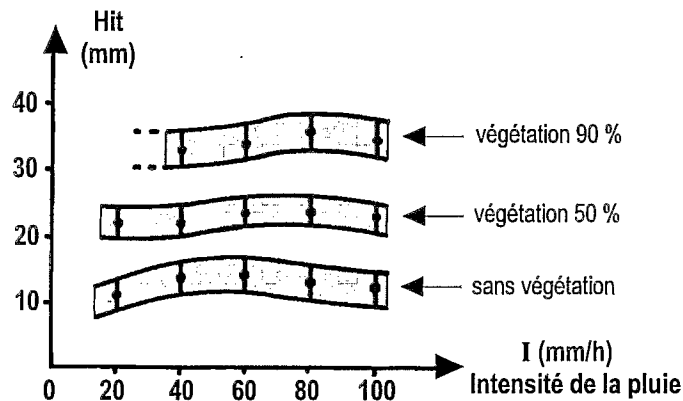
Pi, la surface du sol est proche de la saturation et elle se comporte alors comme à l'état initial humide. La végétation herbacée joue le même rôle que pour la pluie d'imbibition, ce qui aboutit au même classement des parcelles en fonction de leur taux de recouvrement végétal. La pente n'a pratiquement aucune influence sur Tit, car, à intensité constante, les parcelles sans végétation, aussi bien celles du piedmont, que de la *bajada* supérieure et de la *bajada* inférieure, ont pratiquement la même valeur pour Tit.

Pour une intensité pluviométrique donnée, à la durée Tit correspond une hauteur de pluie (Hit) qui représente la quantité précipitée depuis le début de l'averse jusqu'à ce que s'installe le régime d'écoulement permanent. C'est-à-dire que Hit est le total précipité pendant les phases d'imbibition (soit Pi) et de transition. Pour les différents sites, la gamme de variation de Hit est la suivante (fig. V.8), pour des intensités croissantes et sur un sol initialement sec :

intensité de la pluie (mm/h)	20	40	60	80	100
Hit (mm) parcelle sans végétation	9-13	12-16	12-17	11-16	10-15
Hit (mm) parcelle à végétation 30%	13-17	15-19	16-20	15-19	13-17
Hit (mm) parcelle à végétation 50%	20-24	20-24	22-26	22-26	21-25
Hit (mm) parcelle à végétation 90%	-	30-36	31-37	33-39	32-38

Pour une même intensité pluviométrique, la gamme de valeurs de Hit pour un même site s'explique par les mini-variations de l'hydrogramme expérimental de ruissellement (cf. 4.1) qui rendent plus ou moins difficile l'appréciation exacte du moment où s'installe le régime d'écoulement permanent. Pour les parcelles sans végétation, les variations de Tit sont faibles d'un site à l'autre, ce qui explique que nous avons regroupé ensemble ces sites sans végétation.

**Fig. V 8 - Hauteur de pluie minimale (Hit) pour que s'installe le régime permanent d'écoulement, en fonction de l'intensité (I) et pour les différents sites, sur sol sec**

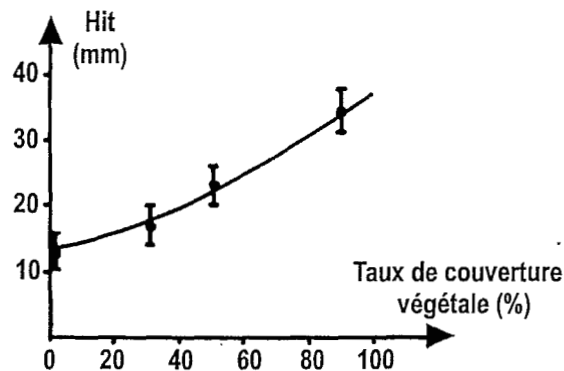


Ces relations  $Hit = f(I)$  montrent que pour un site donné, Hit reste globalement constante quelle que soit I. C'est donc à partir d'une quantité précipitée minimale que s'installe le régime d'écoulement permanent d'un site, indépendamment de l'intensité pluviométrique. Mais plus cette dernière est élevée, plus l'installation du régime permanent sera rapide. Pour chacune des quatre situations précédentes, cette précipitation minimale moyenne est la suivante :

Hit parcelle sans végétation =  $13 \pm 3$  mm  
 Hit parcelle à végétation 30% =  $16,5 \pm 3$  mm  
 Hit parcelle à végétation 50% =  $23 \pm 3$  mm  
 Hit parcelle à végétation 90% =  $34,5 \pm 3$  mm

Ces valeurs et le taux de recouvrement végétal correspondant sont liés par une relation à tendance légèrement hyperbolique (fig.V.9). Le régime d'écoulement permanent est d'autant plus long à obtenir que la végétation est plus dense. Par exemple, pour parvenir à ce régime d'équilibre, une pluie de 20 mm/h devra se poursuivre pendant 39 minutes sur sol nu et pendant 69 minutes sur un sol ayant une couverture végétale de 50%. Par contre, pour une pluie de 80 mm/h, ces durées seront respectivement de 10 et 17 minutes.

**Fig. V 9 - Hauteur de pluie nécessaire (Hit) pour que s'installe le régime permanent en fonction du taux de couvert végétal, sur sol sec**

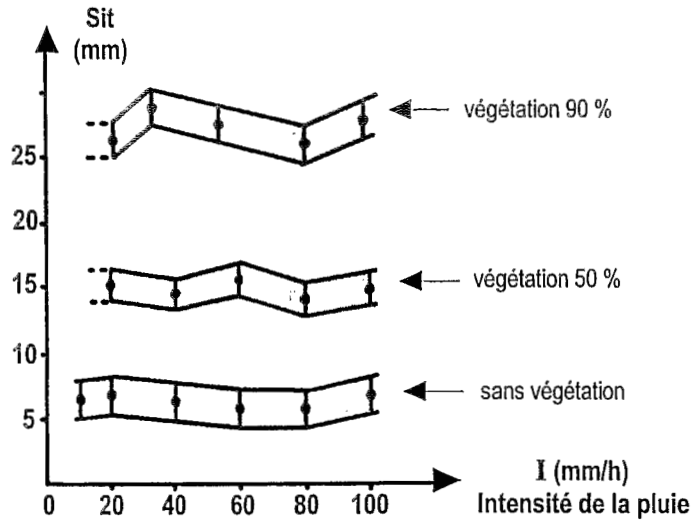


La hauteur d'eau précipitée (Hit) pendant la phase de pré-régime d'écoulement permanent se répartit entre le ruissellement (Rit) et l'infiltration (Sit). Nous avons calculé cette dernière pour une gamme croissante d'intensités pluviométriques, sur un sol initialement sec :

intensité de la pluie (mm/h)	20	40	60	80	100
Sit (mm) parcelle sans végétation	5,5-8,0	5,0-7,5	4,5-7,0	4,5-7,0	5,5-8,0
Sit (mm) parcelle à végétation 30%	8,5-11,0	9,0-11,5	8,0-10,5	8,5-11,0	8,5-11,0
Sit (mm) parcelle à végétation 50%	14,0-16,5	13,5-16,0	14,5-17,0	13,0-15,5	13,5-16,0
Sit (mm) parcelle à végétation 90%	25,0-27,0	27,0-29,0	26,0-28,0	25,0-27,0	26,0-28,0

Pour un site donné, la lame d'eau infiltrée (Sit) pendant les phases d'imbibition et de transition est pratiquement la même, quelle que soit l'intensité de la pluie (fig. V.10). C'est-à-dire que le régime d'écoulement permanent ne s'installe que lorsque le sol a emmagasiné une quantité minimale d'eau qui est la même pour un site donné, quelles que soient les caractéristiques de la pluie. Le sol doit donc avoir atteint un certain degré d'humectation pour que l'équilibre entre ruissellement et infiltration s'établisse. Ce degré d'humectation du sol correspond à une hauteur précipitée minimum qui est d'autant plus forte que la végétation est plus dense.

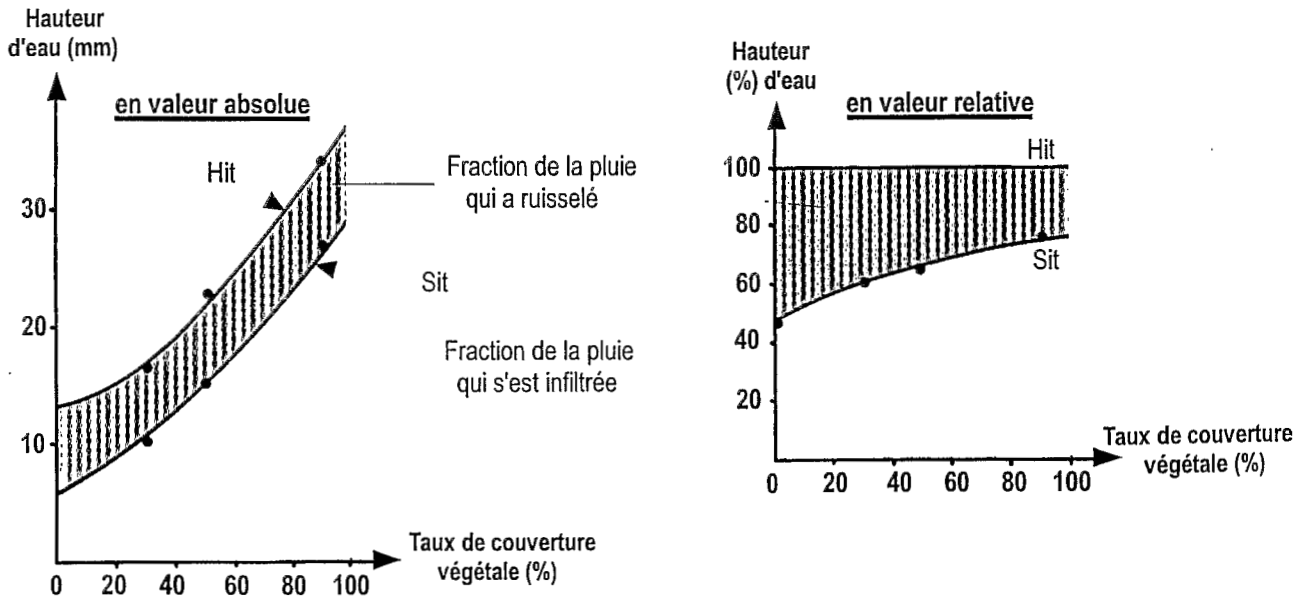
**Fig. V 10 - Lame infiltrée (Sit) pendant la phase de pré-régime d'écoulement permanent, en fonction de l'intensité (I) et pour les différents sites, sur sol sec**



La répartition moyenne de Hit se fait de la manière suivante, sur un sol initialement sec et pour les différents sites (fig. V.11) :

taux de couvert végétal (%)	hauteur précipitée (Hit, mm)	fraction infiltrée (Sit, mm)	fraction ruisselée (Rit, mm)
0	13,0	6,0	7,0
30	16,5	9,5	7,0
50	23,0	15,0	8,0
90	34,5	27,0	7,5

**Fig. V 11 - Répartition de la hauteur d'eau précipitée pendant les phases d'imbibition et de transition, en fonction du taux de couverture végétale, sur sol sec**



Hit = hauteur précipitée avant l'installation du régime permanent  
 Sit = lame d'eau infiltrée avant l'installation du régime permanent

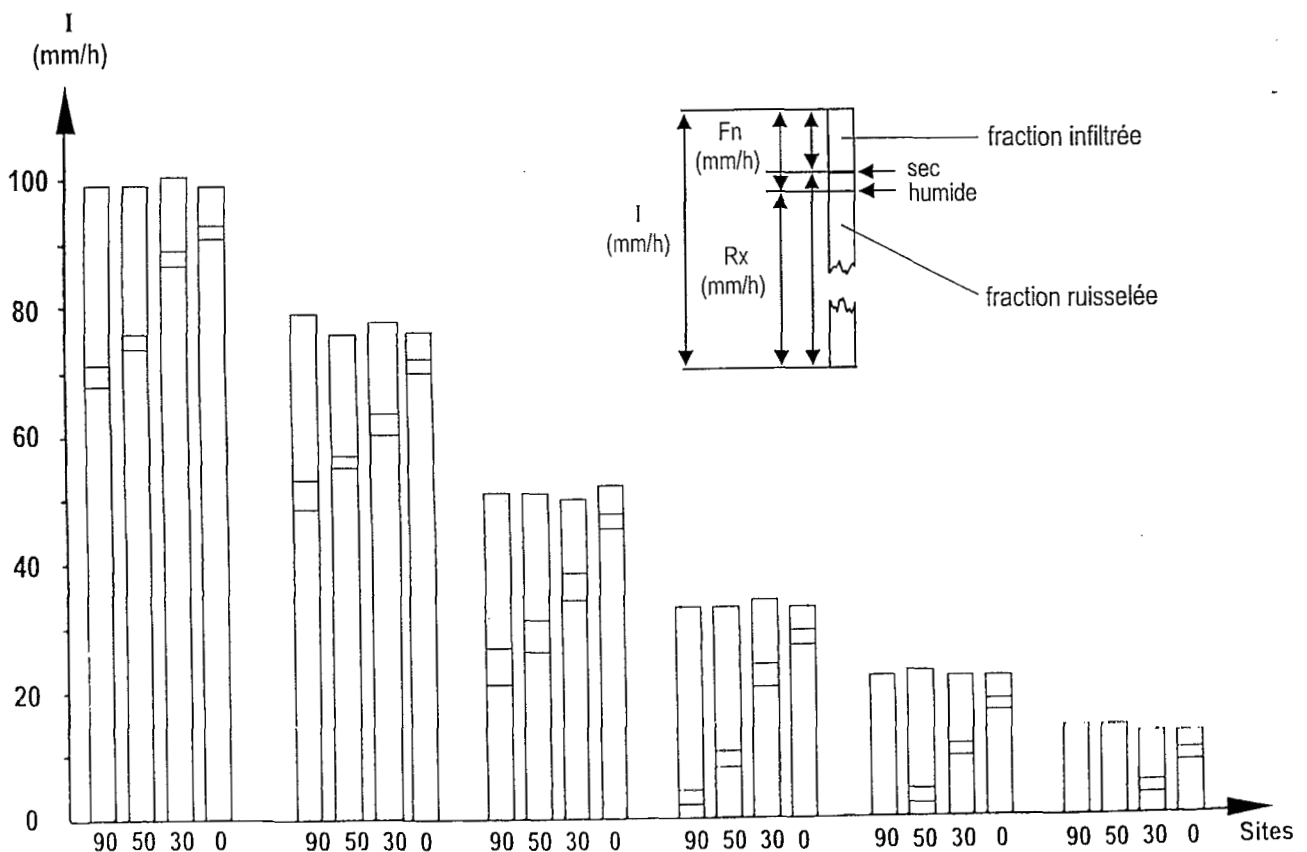
Sit augmente corrélativement avec Hit au détriment de Rit en fonction de l'augmentation de la couverture végétale. Mais la fraction infiltrée est proportionnellement plus élevée à mesure que la végétation est plus dense. Par exemple, en sol nu, 46% de Hit s'infiltré contre 65% lorsque le couvert végétal atteint 50% et 78% lorsqu'il est de 90%. En valeur absolue, la fraction infiltrée est 4,5 et 2,5 fois plus élevée pour un couvert végétal respectivement de 90 et 50% que pour un sol nu. **La présence de végétation, en retardant d'autant plus l'installation du régime d'écoulement permanent que le couvert végétal est dense, favorise notablement le stockage de l'eau dans le sol pendant les phases d'imbibition et de transition.**

#### 4.4. REGIME D'ECOULEMENT PERMANENT

Pour un site et pour une intensité donnés, le régime d'écoulement permanent correspond à la capacité minimale d'absorption (Fn) en eau par le sol, avec corrélativement un "refus à l'infiltration" qui se traduit par un ruissellement maximum en surface (Rx). Fn correspond à l'infiltrabilité minimale du sol dans un état proche de la saturation : il s'agit de la vitesse d'infiltration sous gradient de charge hydraulique unitaire qui est assimilable à la **conductivité hydraulique** ou coefficient de Darcy en sol saturé (Hillel, 1974). Lorsque Fn est atteinte, il s'établit un régime d'équilibre entre l'écoulement en surface et l'infiltration, qui n'est pas modifié (Fn et Rx restent constants) tant que l'intensité pluviométrique ne varie pas. Connaissant I et mesurant Rx, on peut calculer Fn sachant que  $I = Rx + Fn$ .

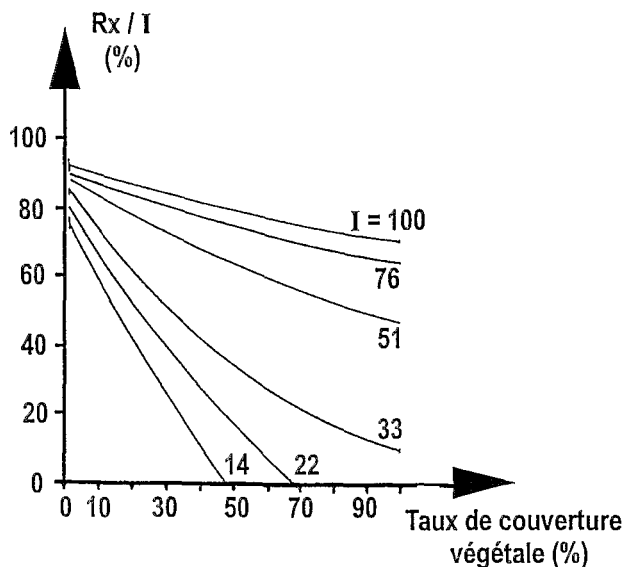
**Fig. V 12 - Valeurs du ruissellement (Rx) et de l'infiltration (Fn) en régime d'écoulement permanent pour différentes intensités pluviométriques (I), pour les différents sites**

(90, 50, 30, 0 = sites à couverture végétale respectivement de 90, 50, 30 et 0 %)



Pour une intensité pluviométrique,  $R_x$  est d'autant plus élevé (et  $F_n$  plus bas) que le taux de couverture végétale est plus faible (fig. V.12). Pour une même couverture végétale, la proportion de pluie qui ruisselle en régime permanent est d'autant plus forte que l'intensité de cette pluie est élevée (fig. V.13). **En régime d'écoulement permanent, l'équilibre en un site donné entre ruissellement et infiltration est déterminé avant tout par le taux de couverture végétale et par l'intensité pluviométrique.**

**Fig. V 13 - Proportion de pluie qui ruisselle ( $R_x/I$ ) en régime d'écoulement permanent, en fonction du taux de couverture végétale, pour différentes intensités ( $I$ ), sur un sol initialement sec**



Pour chacun des différents sites, les couples de points ( $R_x$ ,  $I$ ) s'alignent sur des droites quasiment toutes parallèles entre elles (fig. V.14), que le sol soit initialement sec ou humide. Dans ce dernier cas, les droites ont une ordonnée à l'origine plus faible car  $R_x$  est plus élevé sur sol humide que sur sol sec. La pente de ces courbes est proche de 1 avec un coefficient de corrélation élevé (0,95 à 0,99). **Pour un site donné, en régime d'écoulement permanent, toute variation d'intensité du ruissellement se fait proportionnellement à la variation de l'intensité pluviométrique, alors que l'intensité de l'infiltration reste pratiquement constante<sup>5</sup> quelle que soit  $I$**  (fig. V.15). Plus l'intensité de la pluie sera élevée, plus la proportion d'eau ruisselée sera importante.

Cette **constance de l'intensité d'infiltration ( $F_n$ )** en régime d'écoulement permanent quelle que soit l'intensité pluviométrique, est **caractéristique d'une surface à infiltration hétérogène** (Lafforgue, 1977; Collinet et Valentin, 1982). Cela est le cas pour la plupart des sites étudiés ici et s'explique par l'hétérogénéité de la surface soumise à la simulation de pluie (1 m<sup>2</sup>), laquelle est constituée d'une **juxtaposition de plusieurs zones à perméabilité très différente** (croûte, touffe végétale), et où l'infiltration est perturbée par l'existence d'un micro-relief. Ces caractéristiques soulignent la **difficulté d'appliquer des modèles théoriques d'infiltration à de telles surfaces hétérogènes**, car celles-ci, dès le début de l'humectation du sol, ont un comportement très différent selon les zones.

<sup>5</sup> A condition que  $I$  soit supérieure à  $F_n$ .

Fig. V 14 - Relations  $R_x = f(I)$  en régime d'écoulement permanent en fonction de l'intensité pluviométrique, pour les différents sites

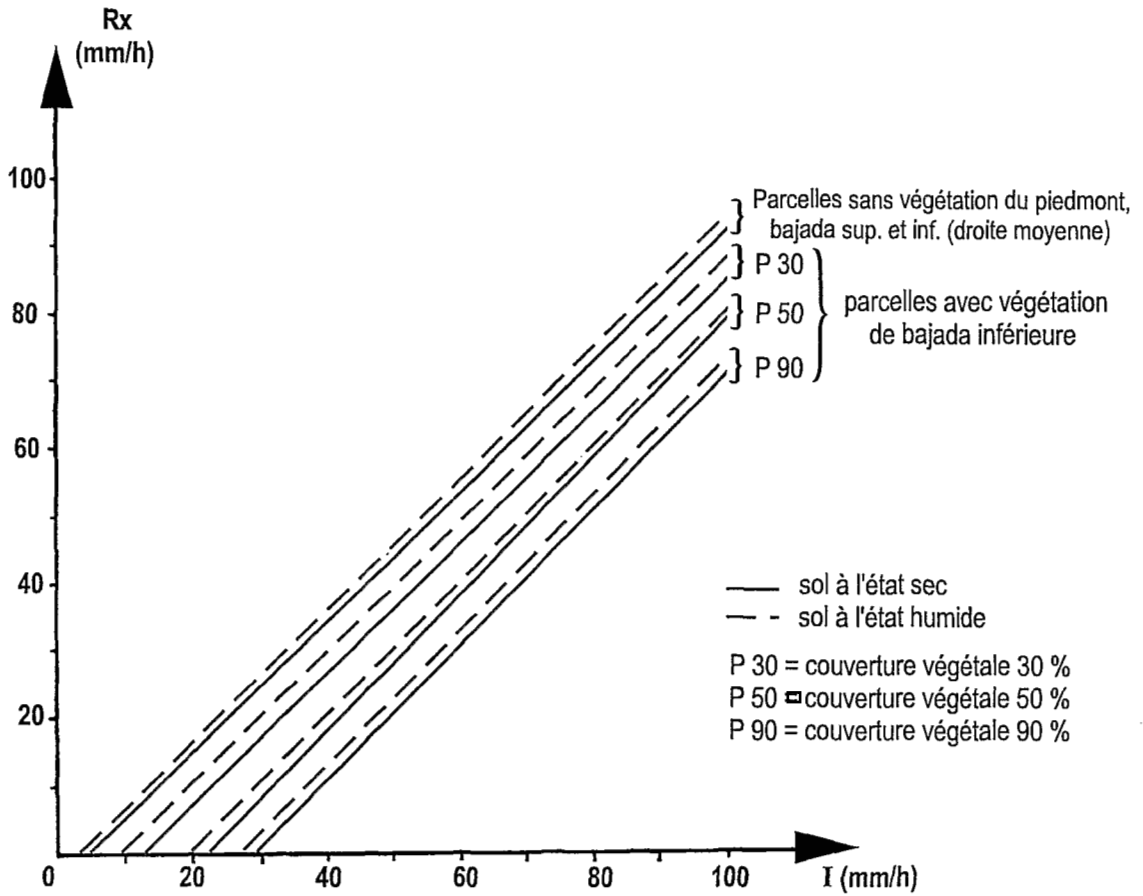
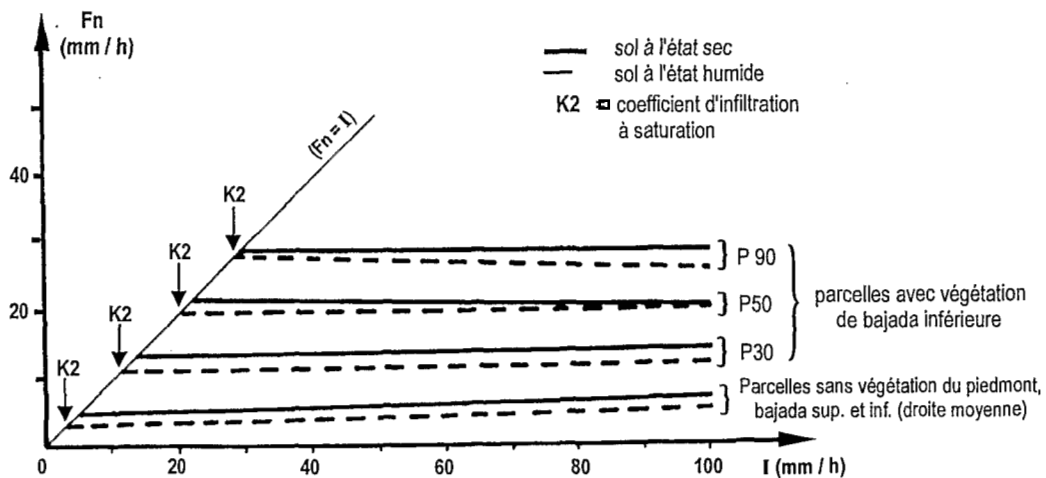


Fig. V 15 - Relations  $F_n = f(I)$  en régime d'écoulement permanent en fonction de l'intensité pluviométrique, pour les différents sites





Le régime d'écoulement permanent ne s'installe que lorsque la partie superficielle du sol a atteint un degré d'humectation proche de la saturation. Ce dernier une fois atteint, **un équilibre s'installe entre le ruissellement et l'infiltration**. Cet équilibre est réglé par la potentialité d'infiltration du sol lorsqu'il est saturé en surface : à ce moment, cette potentialité est minimale et **le sol ne peut absorber plus d'eau que celle qu'il peut stocker**, même si le régime d'alimentation dépasse largement cette potentialité minimale. L'équilibre n'est pas modifié tant que l'intensité de la pluie reste constante. Cela est en accord avec les travaux de Valentin (1985) qui a montré qu'à **partir d'une certaine quantité de pluie** (qui correspond à la valeur  $H_{it}$  définie précédemment), **l'intensité d'infiltration devient constante et égale à la valeur du coefficient d'infiltration à saturation ( $K_2$ )**. Ce dernier correspond à l'intensité pluviométrique minimale en-dessous de laquelle il n'y a pas de ruissellement. Les valeurs de  $K_2$  déterminées par la méthode graphique (Albergel, Ribstein et Valentin, 1986) pour les différents sites (fig. V.15) sont les suivantes :

$K_2$  parcelle sans végétation = 3 à 6 mm/h selon les parcelles  
 $K_2$  parcelle à végétation 30% = 10,5 mm/h  
 $K_2$  parcelle à végétation 50% = 20 mm/h  
 $K_2$  parcelle à végétation 90% = 28 mm/h

D'après Lafforgue (1977) et Valentin (1985), le coefficient  $K_2$  correspond à  $K_s$ , c'est-à-dire la conductivité hydraulique du sol à saturation.  $K_s$  est **extrêmement faible pour les sites sans végétation**, ce qui s'explique par l'état de surface des sites considérés : soit présence d'une croûte, soit recouvrement d'une abondante couverture d'éléments grossiers qui joue le même rôle qu'une croûte. **A mesure que la couverture végétale augmente,  $K_s$  est de plus en plus élevé** (fig. V.15A), ce qui est dû à la diminution corrélative de la superficie occupée par la croûte avec l'augmentation du recouvrement végétal. **La croûte apparaît ainsi comme le paramètre déterminant de la quantité d'eau qui s'infiltré dans le sol.**

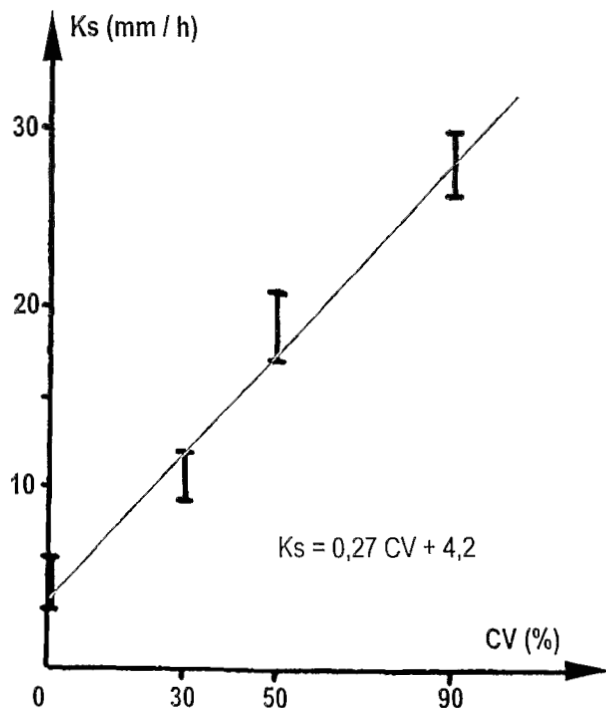


Fig. V 15 A - Relation entre la conductivité hydraulique à saturation ( $K_s$ ) et le taux de couverture végétale (CV) pour les différents sites de la toposéquence

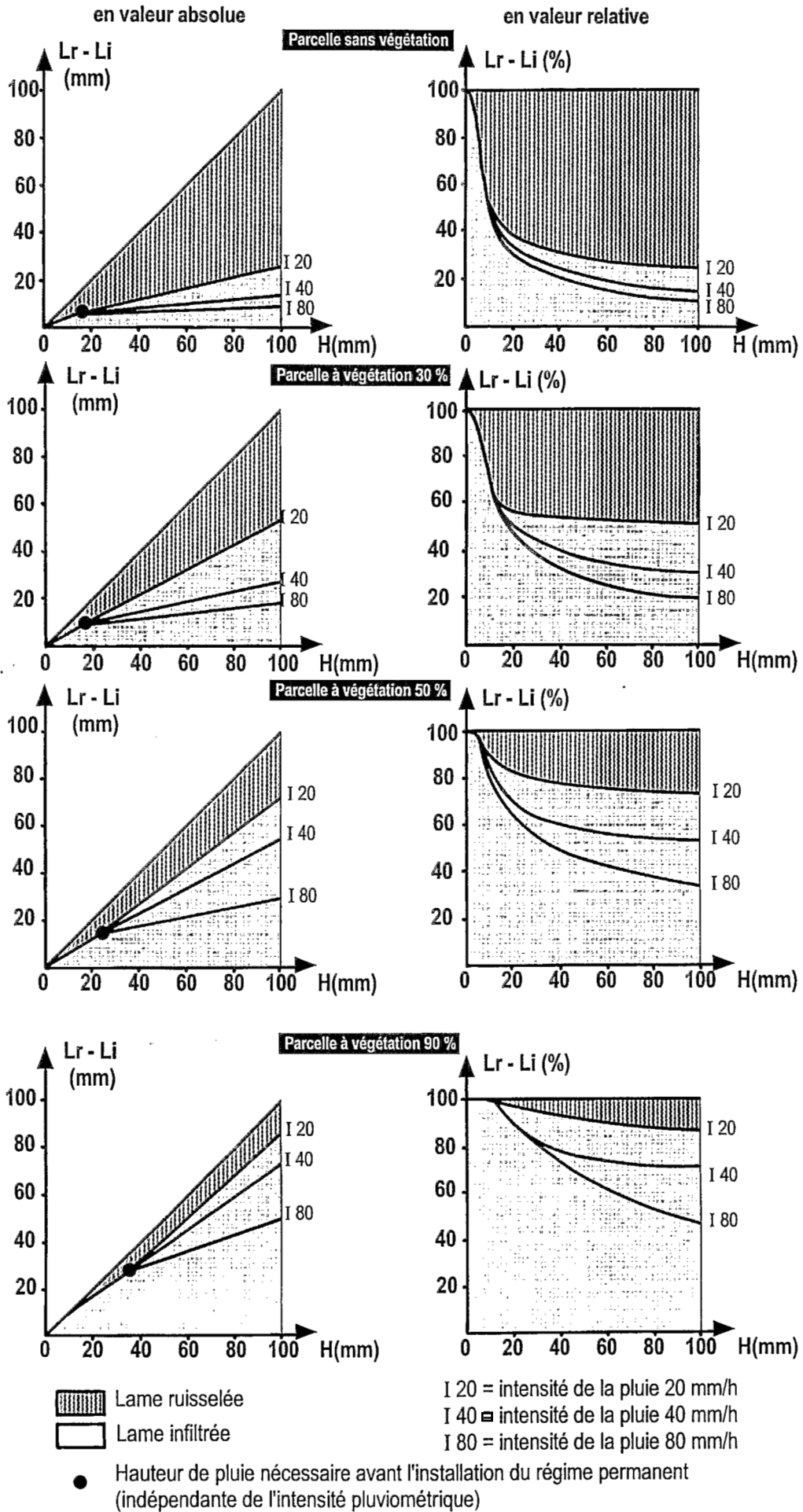
#### 4.5. BILAN GLOBAL : LAME RUISSELÉE, LAME INFILTRÉE

Différents modèles empiriques de prévision de la lame ruisselée en fonction de la précipitation ont été mis au point. D'une manière générale, *la qualité de la prédiction dépend du faible éloignement du cas traité de l'échantillon de départ et de la définition correcte des paramètres de calcul* (Perez, 1994). Parmi ces modèles on peut citer le *Runoff Curve Number* qui fournit la lame ruisselée en fonction du type de sol, de l'état hydrique initial et du couvert végétal (Williams *et al.*, 1984; Steiner *et al.*, 1987). Cette méthode, établie à partir de résultats expérimentaux obtenus aux USA, nécessite de nouveaux calibrages pour les autres zones climatiques. Appliqué au Sahel, ce modèle donne des *résultats mitigés* (Perez, 1994). Pour cette zone sahélienne, le modèle le plus utilisé est le *modèle simulateur ORSTOM* (Chevallier, 1982; Casenave, 1986; Albergel, Casenave et Valentin, 1986; Albergel, 1987). Cette méthode met en liaison la lame ruisselée avec la pluie et l'état hydrique du sol :  $L_r = a H + b IK + c L_p IK + d$ , où  $L_r$  = lame ruisselée,  $H$  = lame précipitée;  $IK$  = indice de pluie antérieure (cf. 2.2),  $a$ ,  $b$ ,  $c$  et  $d$  = constantes caractéristiques du site. Afin de prendre en compte la couverture végétale, Thébé (1987) a modifié ce modèle en utilisant une fonction de production du type :  $L_r = a H + b IK + c CV + d$ , où  $CV$  est le couvert végétal.

Tableau V.2 – LAME RUISSELÉE (LR) ET LAME INFILTRÉE (LI) EN FONCTION DE LA HAUTEUR PRÉCIPITÉE (H), POUR DIFFÉRENTES INTENSITÉS PLUVIOMÉTRIQUES (I) ET POUR LES DIFFÉRENTS SITES, SUR UN SOL INITIALEMENT SEC

Parcelle sans végétation							
H (mm)	I = 20 mm/h		I = 40 mm/h		I = 80 mm/h		
	Lr (mm)	Li (mm)	Lr (mm)	Li (mm)	Lr (mm)	Li (mm)	
10	4,5	5,5	4,5	5,5	4,5	5,5	
20	12,4	7,6	13,2	6,8	13,6	6,4	
40	27,9	12,1	30,9	9,1	32,5	7,5	
60	43,4	16,6	48,7	11,3	51,3	8,7	
80	58,9	21,1	66,4	13,6	70,2	9,8	
Parcelle à végétation 30 %							
H (mm)	I = 20 mm/h		I = 40 mm/h		I = 80 mm/h		
	Lr (mm)	Li (mm)	Lr (mm)	Li (mm)	Lr (mm)	Li (mm)	
10	3,5	6,5	3,5	6,5	3,5	6,5	
20	8,7	11,3	9,6	10,4	10,0	10,0	
40	18,2	21,8	24,3	15,7	27,4	12,6	
60	27,7	32,3	39,1	20,9	44,8	15,2	
80	37,2	42,8	53,8	26,2	62,2	17,8	
Parcelle à végétation 50 %							
H (mm)	I = 20 mm/h		I = 40 mm/h		I = 80 mm/h		
	Lr (mm)	Li (mm)	Lr (mm)	Li (mm)	Lr (mm)	Li (mm)	
10	3,0	7,0	3,0	7,0	3,0	7,0	
20	5,5	14,5	5,5	14,5	5,5	14,5	
40	10,8	29,2	16,5	23,5	20,7	19,3	
60	15,0	45,0	26,5	33,5	35,7	24,3	
80	18,0	62,0	36,5	43,5	50,7	29,3	
Parcelle à végétation 90 %							
H (mm)	I = 20 mm/h		I = 40 mm/h		I = 80 mm/h		
	Lr (mm)	Li (mm)	Lr (mm)	Li (mm)	Lr (mm)	Li (mm)	
10	0,0	10,0	0,0	10,0	0,0	10,0	
20	1,6	18,4	1,6	18,4	1,6	18,4	
40	4,3	35,7	9,2	30,8	11,1	28,9	
60	7,6	52,4	15,2	44,8	24,1	35,9	
80	10,4	69,6	21,2	58,8	37,1	42,9	

Fig. V 16 - lame ruisselée (Lr) et lame infiltrée (Li) en fonction de la hauteur précipitée (H) et pour différentes intensités (I) de la pluie, sur un sol initialement sec

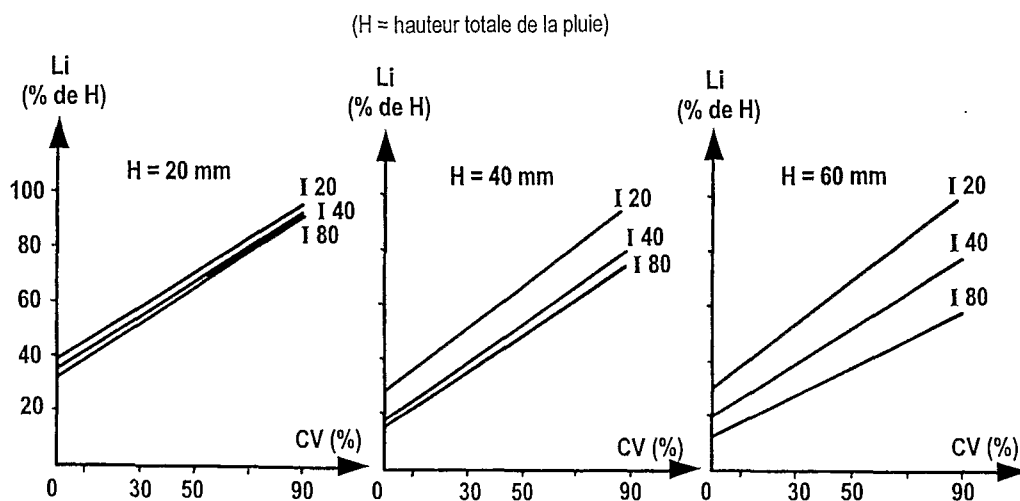


En utilisant une forme simplifiée de ce *modèle simulateur* (du type  $L_r = a H + b$ ), nous avons calculé les lames ruisselée et infiltrée pour chacun des sites, donc pour un taux donné de couvert végétal, et pour différentes intensités pluviométriques (tableau V.2). Les valeurs obtenues ont été réunies sous forme d'abaques (fig. V.16). Les calculs ont été effectués pour l'état hydrique initial sec qui est l'état d'humectation "normal" des sols de Mapimi lorsque surviennent les pluies. Cela permet de s'affranchir de l'indice IK, sujet à caution (cf. 2.2). Avec l'état hydrique initial proche de la saturation, la lame infiltrée est toujours inférieure à celle de l'état sec.

C'est surtout **en début de pluie que l'infiltration est proportionnellement plus importante**, ce qui est d'autant plus notable que l'intensité pluviométrique est faible et surtout que la couverture végétale est peu dense. Ce stockage hydrique initial s'explique par une infiltrabilité maximum en début d'averse (phase d'imbibition). Cette infiltrabilité diminue ensuite (phase de transition) jusqu'à atteindre une valeur minimum et constante, quel que soit le régime d'alimentation (régime permanent). A partir de ce moment, le stockage devient proportionnellement beaucoup moins important et cela d'autant plus que le couvert végétal est moins dense. Selon le type d'occupation du sol, **les 10 à 30 premiers millimètres d'une pluie sont déterminants vis-à-vis de la constitution de la réserve hydrique du sol**. C'est en effet en début d'averse que la plus forte proportion du stock hydrique du sol se constitue, surtout lorsque les conditions sont les plus défavorables (sol sans végétation avec une croûte).

Ces résultats mettent en évidence **l'influence notable de la végétation, surtout herbacée, sur l'infiltration** (fig. V.17), et donc le **rôle de la croûte superficielle**, ce que de nombreux auteurs ont montré dans des milieux semblables à celui de Mapimi ( Collinet et Valentin, 1979; Casenave, 1982; Bourges *et al.*, 1984; Pontanier *et al.*, 1984; Thébé, 1987; Collinet, 1988; Molinier *et al.*, 1992; Perez, 1994).

Fig. V 17 - Lame infiltrée (Li) en fonction de la couverture végétale (CV) pour différentes intensités pluviométriques (I mm/h), sur sol initialement sec



6. Nous avons utilisé une relation linéaire pour établir ces courbes  $L_i = f(CV)$ , bien qu'une relation de type hyperbolique semblerait plus appropriée. Mais l'éventail réduit de sites à différents taux de couverture végétale ne permet pas d'affiner ces relations qui ne sont indicatrices que d'une tendance générale d'évolution.

Certains attribuent même à la végétation un **rôle prédominant** (Chevallier, 1982, 1990; Albergel, Ribstein et Valentin, 1986; Albergel *et al.*, 1992). La plupart de ces travaux s'accordent pour définir un **taux de recouvrement herbacé de l'ordre de 40% à partir duquel l'influence de la végétation est déterminante**. Cette valeur correspond à celle mesurée pour les sols de Mapimi. Au-dessous de ce recouvrement, la *pellicule indurée s'établit sur des surfaces plus grandes entre les touffes et offre ainsi moins d'obstacles à l'écoulement* (Chevallier, 1982).

Ce rôle positif de la végétation vis-à-vis de l'infiltration s'explique par deux paramètres complémentaires :

- **l'activité biologique**, surtout celle de la mésofaune, qui est d'autant plus importante que le couvert végétal est plus dense, en particulier lorsque celui-ci dépasse 40%. Cette activité biologique, en favorisant l'aération de l'horizon superficiel, permet une meilleure porosité et donc une meilleure perméabilité en surface (Albergel, Ribstein et Valentin, 1986). C'est ce que nous avons observé dans les systèmes écologiques *Mogote* et *Hilaria*;

- **l'interception de la pluie par la végétation, surtout herbacée, empêche l'impact direct des gouttes sur le sol**, ce qui limite fortement le développement d'une croûte superficielle (Mc Intyre, 1958; Chorley, 1978; Collinet, 1988; Stocking, 1988; Casenave et Valentin, 1989).

## 5. CONCLUSION

A Mapimi, comme dans les zones arides et semi-arides de l'Afrique sahélienne, **le devenir de l'eau météorique à l'interface sol-atmosphère est largement conditionné par la nature du milieu qui reçoit la pluie**. C'est ainsi que deux milieux récepteurs, dont la **présence en un même site est incompatible**, peuvent être distingués :

- un milieu récepteur à "**comportement ruisselant**" qui correspond aux zones de **sol nu** ou à couverture végétale très discontinue et peu dense (moins de 30 à 40% de recouvrement). Dans ce cas, la majorité de la **surface du sol est constituée par une croûte**, plus ou moins continue et très peu perméable. Malgré une faible épaisseur (1 à 2 cm), cette croûte, **du fait de sa très faible conductivité hydraulique** (de 3 à 6 mm/h), **favorise essentiellement le ruissellement au détriment de l'infiltration**.

- un milieu récepteur à "**comportement infiltrant**" qui correspond aux zones occupées par des formations végétales relativement denses (au moins 40% de recouvrement). Dans ce cas, **la couverture végétale protège la surface du sol de l'impact des gouttes de pluie**, ce qui **empêche la formation d'une croûte**. L'absence de celle-ci **favorise essentiellement l'infiltration**, et cela d'autant plus que la végétation est plus dense, car la **conductivité hydraulique du sol augmente** (de 10 à 28 mm/h) avec **l'augmentation du taux de recouvrement végétal** (de 30 à 90%).

Chacun des systèmes écologiques de la toposéquence fonctionne selon l'un ou l'autre des comportements ci-dessus :

- au "comportement ruisselant" sont associés les **systèmes écologiques du piedmont, de la bajada supérieure et d'une grande partie de la bajada inférieure et de la playa**<sup>7</sup>. Dans ces systèmes, le stock hydrique qui se constitue dans le sol lors d'une pluie ne représente qu'une fraction très faible de l'apport pluviométrique, et ce stock n'est emmagasiné qu'à la partie superficielle du sol : il est ainsi très vite repris par l'évaporation. Dans ce cas, l'étude diachronique du bilan hydrique du sol ne présente qu'un intérêt très limité. **Ces milieux correspondent essentiellement à des zones de transit superficiel de l'eau.** Cette faible efficacité du sol pour reconstituer sa réserve hydrique correspond à la notion d'**aridité édaphique** qui se traduit par une infiltration limitée, même si le sol possède une forte capacité potentielle de stockage en eau.

- au "comportement infiltrant" sont associés **seulement les systèmes écologiques Mogote** (bande végétale uniquement) et *Hilaria* (plage dense), pour lesquels la quantité d'eau infiltrée dans le sol représente une fraction importante de l'apport pluviométrique. Cela justifie le suivi diachronique du bilan hydrique du sol pour ces milieux, lesquels **correspondent à des zones privilégiées d'accumulation de l'eau** par le sol.

La **spatialisation des deux comportements** ci-dessus à l'ensemble de la toposéquence<sup>8</sup> montre qu'une **très forte proportion** (80 à 85%) de la superficie de cette dernière a un **comportement ruisselant**, alors que pour le reste du paysage (15 à 20% ), le **comportement est essentiellement infiltrant**<sup>9</sup>. Ainsi, pour les 4/5 du paysage, c'est l'**organisation pédologique superficielle qui détermine le fonctionnement hydrique**, alors que pour le 1/5 restant, c'est l'**association "organisations pédologiques internes – couverture végétale"**.

---

7. La zone de relief n'est pas comprise ici car elle a un comportement très particulier vis-à-vis de l'infiltration et du ruissellement (cf. chapitre VI); en ce qui concerne la *playa*, des résultats publiés par ailleurs (Desconnets, 1990) montre qu'elle fonctionne selon les deux comportements indiqués ci-dessus.

8. Sauf la partie la plus basse de la *playa* où la très faible pente provoque une stagnation des eaux en surface.

9. Il s'agit d'une estimation semi-quantitative, car une évaluation précise des surfaces aurait nécessité une cartographie détaillée que nous n'avons pu effectuer.



## CHAPITRE VI

### LES TRANSFERTS HYDRIQUES SUPERFICIELS LE LONG DU VERSANT

Pour la majorité des unités de la toposéquence, le devenir principal de l'eau météorique à l'interface sol-atmosphère est le ruissellement superficiel. **Que devient ce flux dans le paysage** en fonction des différents milieux rencontrés? **Tel est l'objectif du présent chapitre.**

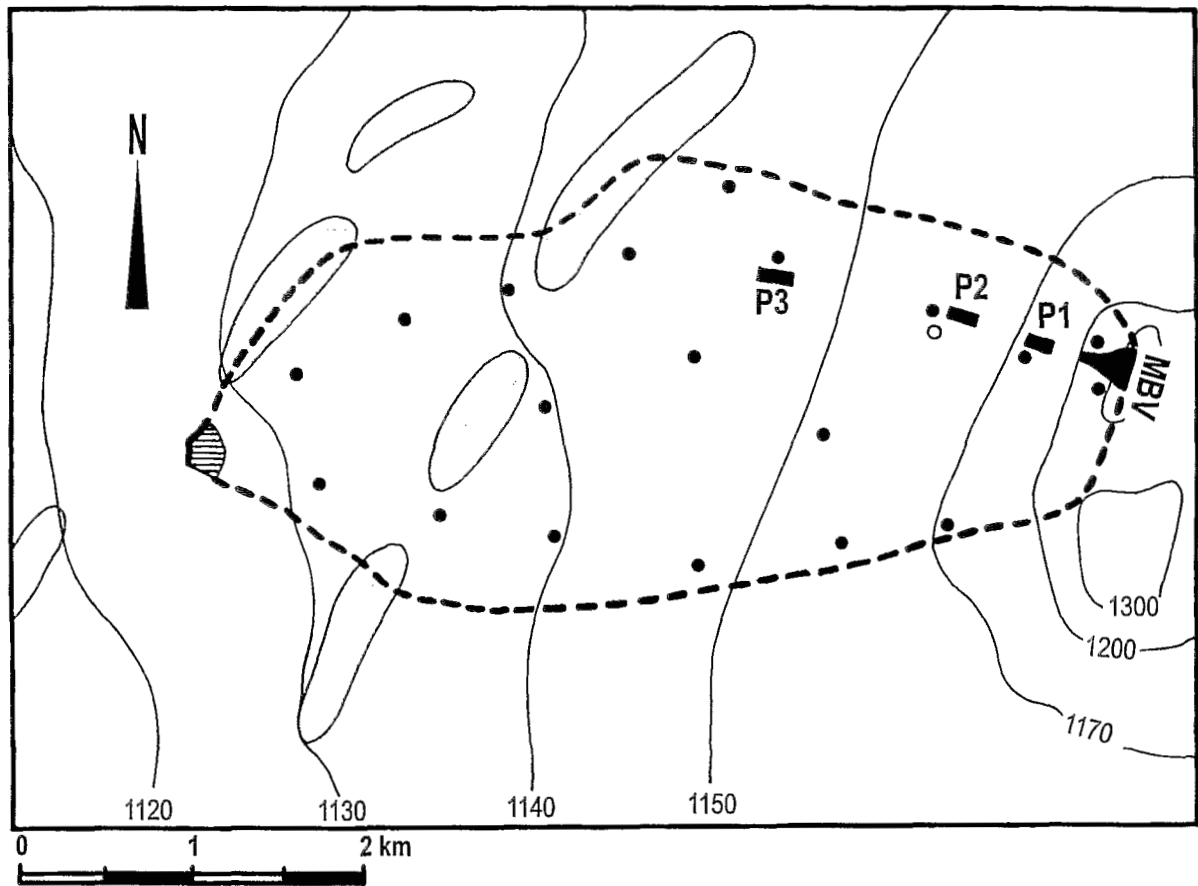
#### 1. INTRODUCTION

L'eau météorique se redistribue dans le milieu terrestre selon différents cheminements : écoulement de surface, écoulement rapide de subsurface, écoulement sur surface saturée, écoulement de base (Chevallier, 1990). **En milieu aride, l'écoulement de surface** ou écoulement hortonien (Horton, 1933, 1940) est le **cheminement le plus répandu** pour l'eau (Chevallier *et al.*, 1985; Kirkby, 1988). Mais ce transfert de flux n'est pas aussi simple que la description de Horton : *L'eau qui ruisselle aboutit, à travers les rivières, à la mer par ruissellement.* En réalité, dans son cheminement à la surface terrestre, l'eau rencontre des obstacles qui la freine et la piège, ce qui finit par provoquer son infiltration ou son stockage superficiel.

A Mapimi, les écoulements hydriques superficiels se propagent de deux manières en fonction de la topographie. Dans le relief et le piedmont, les flux se concentrent dans des axes d'écoulement correspondant à des **incisions linéaires** du paysage qui déterminent un réseau hydrographique. Celui-ci disparaît lorsque la pente devient faible (1 à 2%), c'est-à-dire dès le début de la *bajada* jusqu'à la *playa*. L'écoulement devient alors **diffus, en nappe**, et il se propage sur l'ensemble de la surface (photo 20). Dans ce dernier cas, les flux hydriques seront beaucoup plus facilement perturbés dans leur propagation par tous les obstacles qu'ils rencontrent que dans le cas de l'écoulement linéaire. Ces deux modes de cheminement superficiel de l'eau imposent des méthodologies adaptées pour les quantifier.



Fig. VI 1 - Schéma du bassin versant (BV) et localisation des stations de mesure du ruissellement



Altitude en mètres



Loma



Pluviomètre



Pluviographe



Station de mesure du ruissellement (parcelles P1, P2 et P3, mini bassin versant MBV)

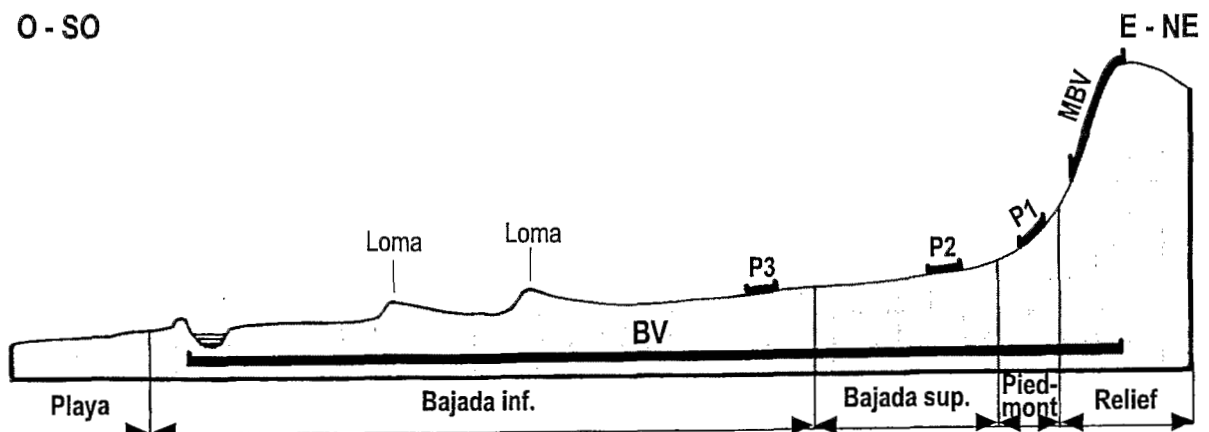


Limite du bassin versant (BV)



Réservoir de récupération du ruissellement au niveau du bassin versant (limnigraphe et échelle)

O - SO



## 2. METHODOLOGIE

### 2.1. PRINCIPE

L'objectif est de mesurer le ruissellement, d'une part, au niveau des principales unités élémentaires de milieu, d'autre part, au niveau de l'unité globale de paysage incluant l'ensemble de ces milieux élémentaires. L'unité globale de paysage prise en compte correspond sur le plan géomorpho-pédologique à la toposéquence, et sur le plan du fonctionnement hydrologique, à un bassin versant (BV), qui s'étend depuis la zone de relief jusqu'à la *bajada* inférieure (fig. VI.1). Pour des problèmes de réalisation pratique (pente très faible, limites topographiques incertaines, surface trop grande), il n'a pas été possible d'inclure l'unité élémentaire aval (*playa*) de la toposéquence dans ce bassin versant expérimental. A l'intérieur de celui-ci, quatre stations ont été installées (fig. VI.1), chacune étant localisée dans les unités relief (MBV), piedmont (P1), *bajada* supérieure (P2) et *bajada* inférieure (P3). Un tel dispositif expérimental permet ainsi de quantifier le ruissellement produit par chacune de ces unités et leur contribution respective au ruissellement global au niveau de la toposéquence. Les mesures ont été effectuées durant six années (1987–1992) pour les stations MBV et P1, et durant cinq années (1988–1992) pour les stations BV, P2 et P3. Pour chacune de ces stations, les flux hydriques de surface ont été mesurés en mode diachronique pour chacun des événements pluviométriques naturels, par stockage et canalisation des volumes écoulés et limnigraphie. L'ensemble des dispositifs expérimentaux utilisés a été décrit de manière détaillée par Viramontes Pereida (1990) et Asseline (1992a).

### 2.2. CARACTÉRISTIQUES DES STATIONS DE MESURE DU RUISSÈLEMENT

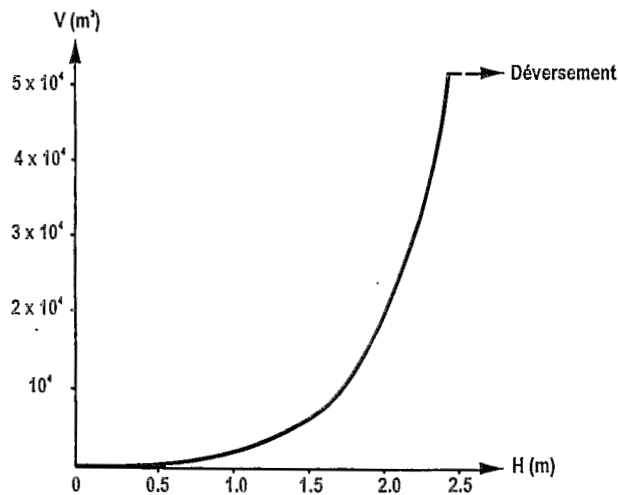
#### 2.2.1. Morphologie des stations et mesure du ruissellement

##### 2.2.1.1. Niveau global de la toposéquence : bassin versant (BV)

Le bassin versant BV occupe une surface de 11,7 km<sup>2</sup> (fig. VI.1). Il est constitué par les différentes unités élémentaires de milieu décrites dans le chapitre II. La topographie est contrastée, avec une forte pente dans la zone de relief (plus de 30%), laquelle diminue ensuite très rapidement pour devenir très faible (moins de 1%) dans la *bajada* inférieure.

L'exutoire du bassin versant correspond à un *preson*, qui est un réservoir aménagé par les éleveurs de bétail pour récupérer les eaux de ruissellement. Ce réservoir a été équipé d'une passerelle servant de support à un limnigraphe A.OTT X et d'une échelle limnimétrique, permettant d'enregistrer toutes les variations du niveau de la nappe d'eau (photo 22). Un déversoir rectangulaire (15 m de large x 40 m de long) a été aménagé à une extrémité du barrage, afin d'évaluer les volumes écoulés lors des fortes crues. Un relevé topographique très détaillé de ce réservoir a été réalisé pendant une période sèche, alors que le *preson* était vide. Cela a permis d'établir la courbe du volume stocké dans le réservoir en fonction de la hauteur d'eau donnée par l'échelle limnimétrique (fig. VI.2). Cette hauteur peut être appréciée à 0,5 cm près, ce qui, compte tenu de la géométrie du réservoir, correspond à une précision relative de 2 à 5% sur la variation de volume stocké par le *preson*.

Fig. VI 2 - Réservoir de l'exutoire du bassin versant : courbe du volume stocké (V) en fonction de la hauteur d'eau (H) à l'échelle limnimétrique



Un réseau de 20 pluviomètres totalisateurs permet de calculer le volume précipité sur l'ensemble du bassin versant pour chacune des averses. Ces pluviomètres font partie du réseau pluviométrique utilisé pour l'étude de la pluie au niveau spatial (cf. chapitre IV).

#### 2.212. Niveau du relief : mini-bassin versant (MBV)

La forte pente du relief et les écoulements sous forme linéaire imposaient de mesurer les flux hydriques à l'échelle de cette unité. Pour cela, un système type bassin versant était le mieux adapté. Celui-ci, de taille réduite (6,64 ha), est équipé de 10 pluviomètres totalisateurs (fig. VI.3). Un axe principal d'écoulement canalise les flux superficiels de l'ensemble du bassin, dont le ruissellement total est mesuré à l'exutoire par un dispositif fosse réceptrice - déversoir triangulaire en mince paroi, équipé d'un limnigraphe et d'une échelle limnimétrique (fig. VI.4). A chaque averse ayant donné lieu à un ruissellement est ainsi associé un volume écoulé, qui correspond à la quantité d'eau que le relief fournit à la zone située plus en aval, pour l'averse considérée.

Le volume ruisselé se compose de deux parties. D'une part, le volume de la fosse réceptrice jusqu'à ce qu'il y ait déversement, soit  $8,5 m^3$ . L'erreur absolue sur cette mesure est de  $0,1 m^3$ . D'autre part, le volume qui s'écoule par le déversoir, calculé à partir du débit donné par la formule de Gourley (Lencastre, 1981) à partir de la hauteur d'eau au-dessus de la base du déversoir et intégré en fonction du temps. L'utilisation d'un limnigraphe AOTT horizontal à rotation rapide (mouvement B, 3h 12') et l'étalonnage du déversoir (Asseline, 1992a) augmentent fortement la précision sur le débit mesuré (erreur absolue de mesure  $3 l mn^{-1}$ ). Dans la gamme des débits mesurés, l'erreur relative de mesure sur le volume écoulé calculé est comprise entre 1 et 3%.

Fig. VI 3 - Mini bassin versant San Ignacio (MBV)

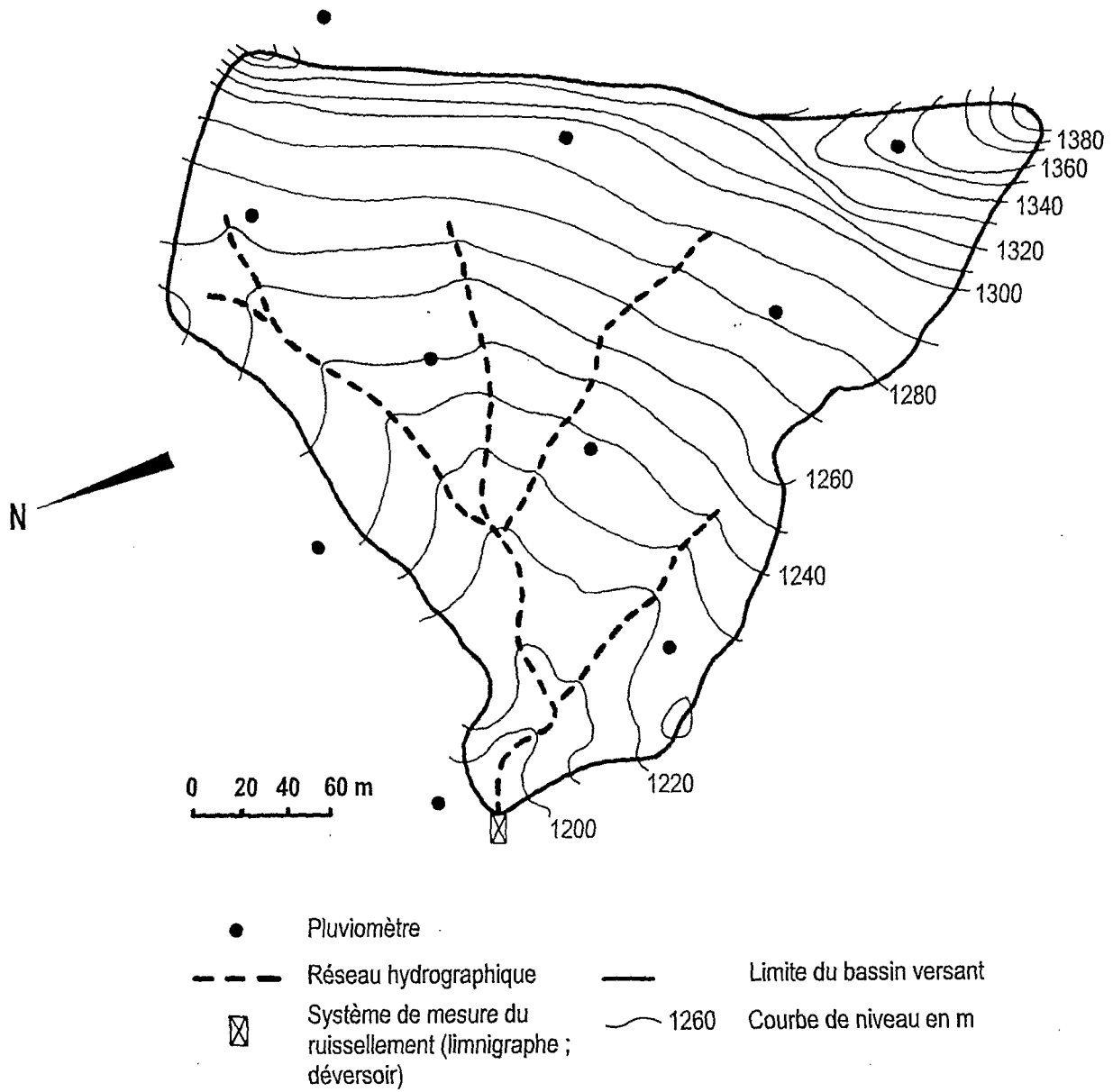
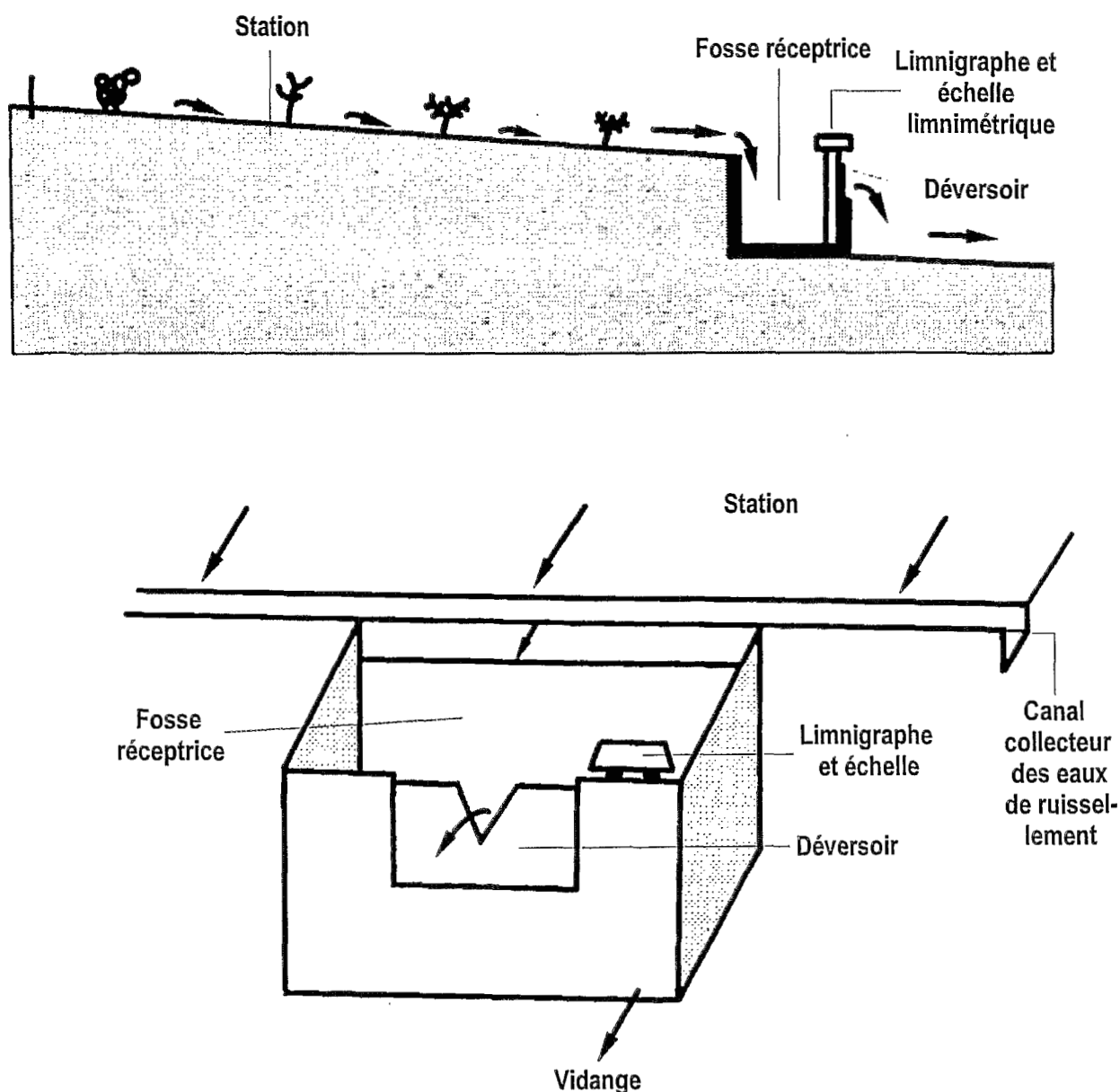


Fig. VI 4 - Méthode de mesure du ruissellement par fosse réceptrice et déversoir (mini-bassin versant et parcelle 1)



### 2.213. Niveaux du piedmont et de la *bajada* : parcelles de ruissellement

A partir du piedmont, le ruissellement se fait essentiellement en nappe, de manière diffuse, sur des surfaces planes à faible microrelief. Pour quantifier ce ruissellement, il fallait adapter le dispositif expérimental à ce mode d'écoulement, tout en tenant compte de la topographie. La faible pente rendait inutile l'installation de dispositifs de type bassin versant car cela aurait nécessité des stations de grande superficie dont la taille dépassait celle des unités élémentaires de milieu dont on voulait mesurer les flux superficiels. Aussi, nous avons choisi un dispositif d'extension spatiale réduite, celui de la parcelle dite de ruissellement. Celle-ci correspond à une surface

## TYPOLOGIE DES SOLS DE LA ZONE MEDIANE DU VERSANT

**photo 18**  
**Type I : sol**  
**peu différencié**  
**sur lutite**



- horizon A
- horizon C2 (altération de la roche-mère)
- horizon C1 (roche-mère non altérée)

J.P. Delhoume

**photo 19**  
**Type II : sol**  
**différencié**  
**sur lutite**



- horizon A
- horizon Bt (argilique)
- horizon C2 (altération de la roche-mère)
- horizon C1 (roche-mère non altérée)

J. Ducloux

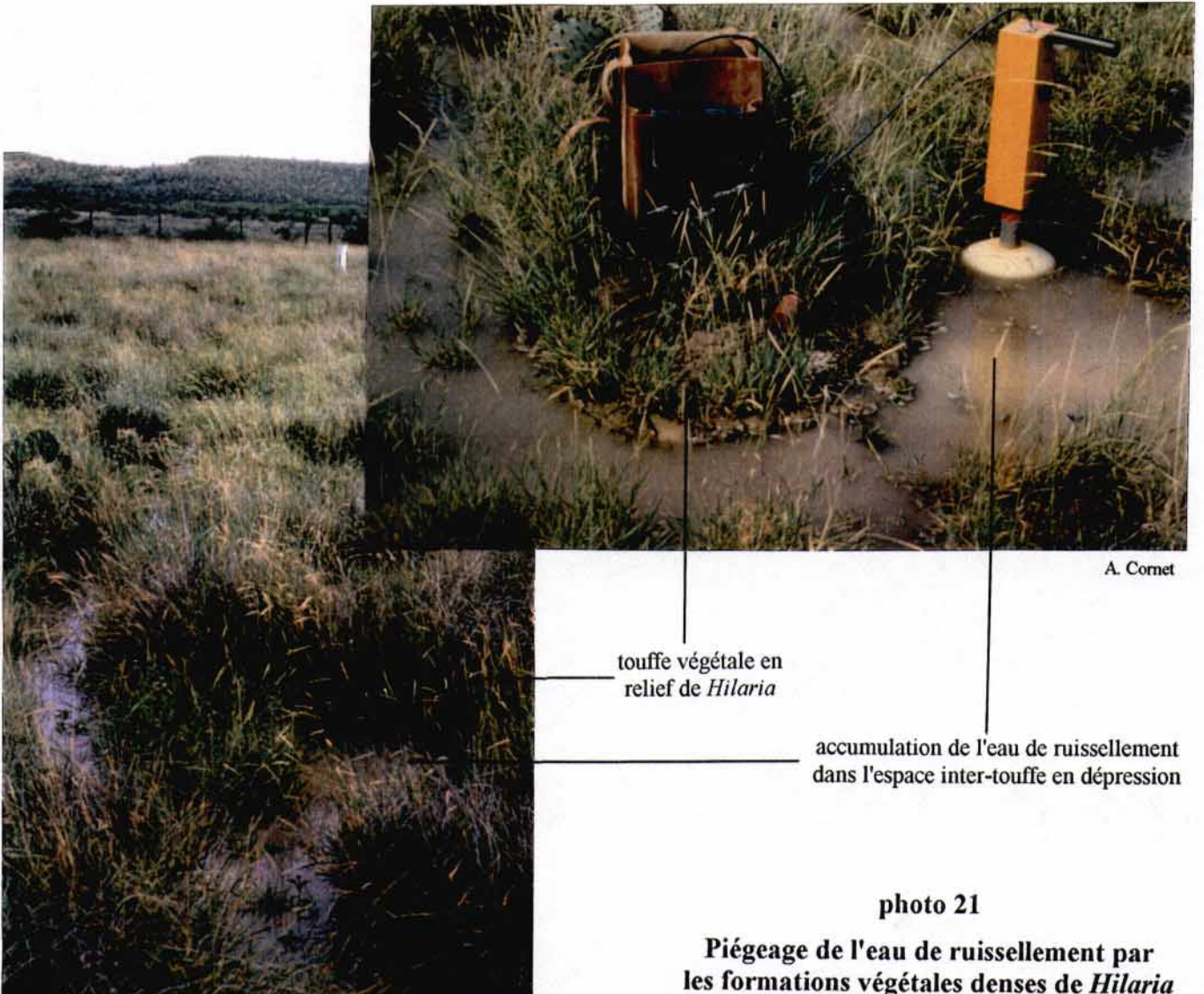




A. Cornet

photo 20

**Ruissellement en nappe dans les espaces dénudés de la bajada**



A. Cornet

touffe végétale en relief de *Hilaria*

accumulation de l'eau de ruissellement dans l'espace inter-touffe en dépression

A. Cornet

photo 21

**Piégeage de l'eau de ruissellement par les formations végétales denses de *Hilaria***



# METHODOLOGIE DE MESURE DU RUISSELLEMENT

limnigraphe et échelle limnimétrique



J. Asseline

photo 22

Mesure au niveau  
du bassin versant :  
limnigraphe et  
échelle limnimétrique

preson (retenue  
d'eau aménagée)



parcelle de ruissellement

fosse réceptrice du ruissellement

système de partiteurs

photo 23

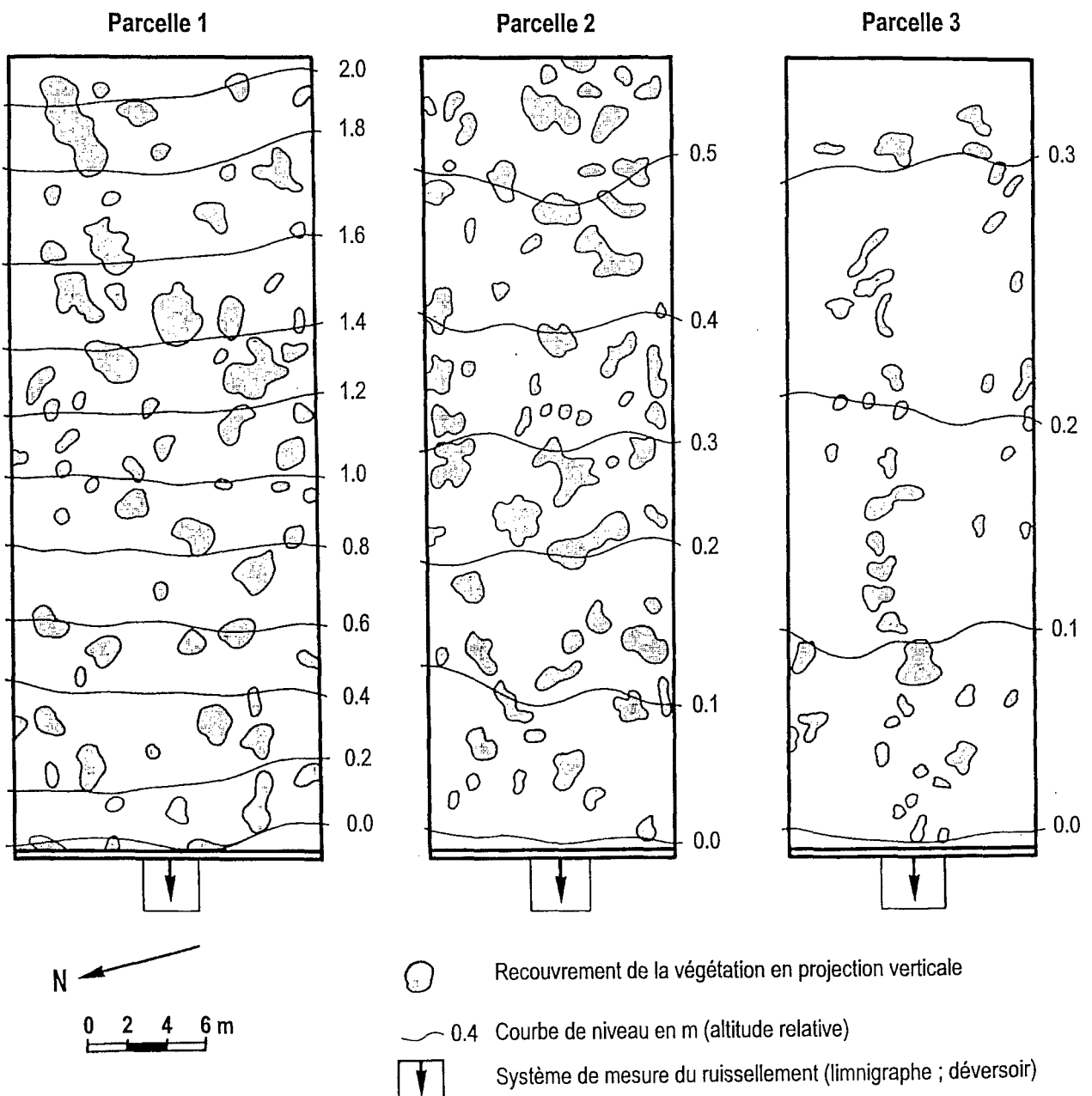
Mesure au niveau  
de la parcelle :  
fosse réceptrice  
et partiteurs

J. Asseline



isolée du reste du versant par des limites arbitraires (tôles enfoncées dans le sol de 20 cm). Cette surface a une forme rectangulaire allongée selon la pente de manière à prendre en compte l'effet cumulatif du ruissellement sur une longueur donnée de versant. Une parcelle de ce type a été implantée dans le piedmont (P1, 607 m<sup>2</sup>), dans la *bajada* supérieure (P2, 514 m<sup>2</sup>) et à l'amont de la *bajada* inférieure (P3, 506 m<sup>2</sup>). Ces trois parcelles ont la même longueur de versant, soit 40 mètres, ce qui les rend comparables entre elles vis-à-vis du ruissellement. Leur pente est respectivement de 5,3%, 1,5% et 0,9% (fig. VI.5).

**Fig. VI 5 - Topographie et distribution spatiale de la végétation des parcelles de ruissellement P1, P2, P3**



Nous n'avons pas jugé nécessaire d'installer de telles parcelles de ruissellement au niveau des zones de végétation dense (*Mogote* et *Hilaria*) pour deux raisons. Préalablement aux études expérimentales, nous avons pu constater *de visu* que ces unités correspondaient à des zones d'accumulation d'eau et que les flux hydriques provenant de l'amont étaient piégés à ce niveau (photo 21), ce qui a été confirmé par les mesures de teneurs en eau du sol et par le bilan hydrique de ces formations végétales (cf. chapitre VII). Dans ces conditions, il était difficile d'installer dans ce milieu des parcelles qui risquaient d'être submergées sous des quantités importantes d'eau que la faible pente ne permettait pas d'évacuer.

Pour la parcelle 1, le système de mesure du ruissellement est le même que pour le mini-bassin versant, c'est-à-dire un dispositif fosse réceptrice (4,5 m<sup>3</sup>) – déversoir triangulaire en mince paroi, équipé d'un limnigraphe et d'une échelle limnimétrique. La précision sur la mesure du volume écoulé est du même ordre de grandeur que pour le mini-bassin versant. Pour les parcelles 2 et 3, en l'absence de limnigraphe, nous avons adopté un système de partiteurs (fig. VI.6, photo 23). L'eau ruisselée est collectée dans une première fosse (7 m<sup>3</sup> en P2 et 9 m<sup>3</sup> en P3), dont le déversoir est constituée de 11 sorties identiques (fentes verticales). Une seule de ces sorties alimente une seconde fosse de 1 m<sup>3</sup>, elle-même équipée de 11 sorties cylindriques, dont une seule se déverse dans un bidon de 200 litres. Avec ce dispositif, c'est un volume total de 45 m<sup>3</sup> qui peut être stocké, ce qui correspond à une pluie de 90 mm qui ruissellerait à 100%. La précision relative sur le volume écoulé est de l'ordre de 2 à 3%.

A chaque parcelle est associé un pluviomètre totalisateur, et un pluviographe (R 053020 B, Précis Mécanique) a été installé à proximité de la parcelle 1.

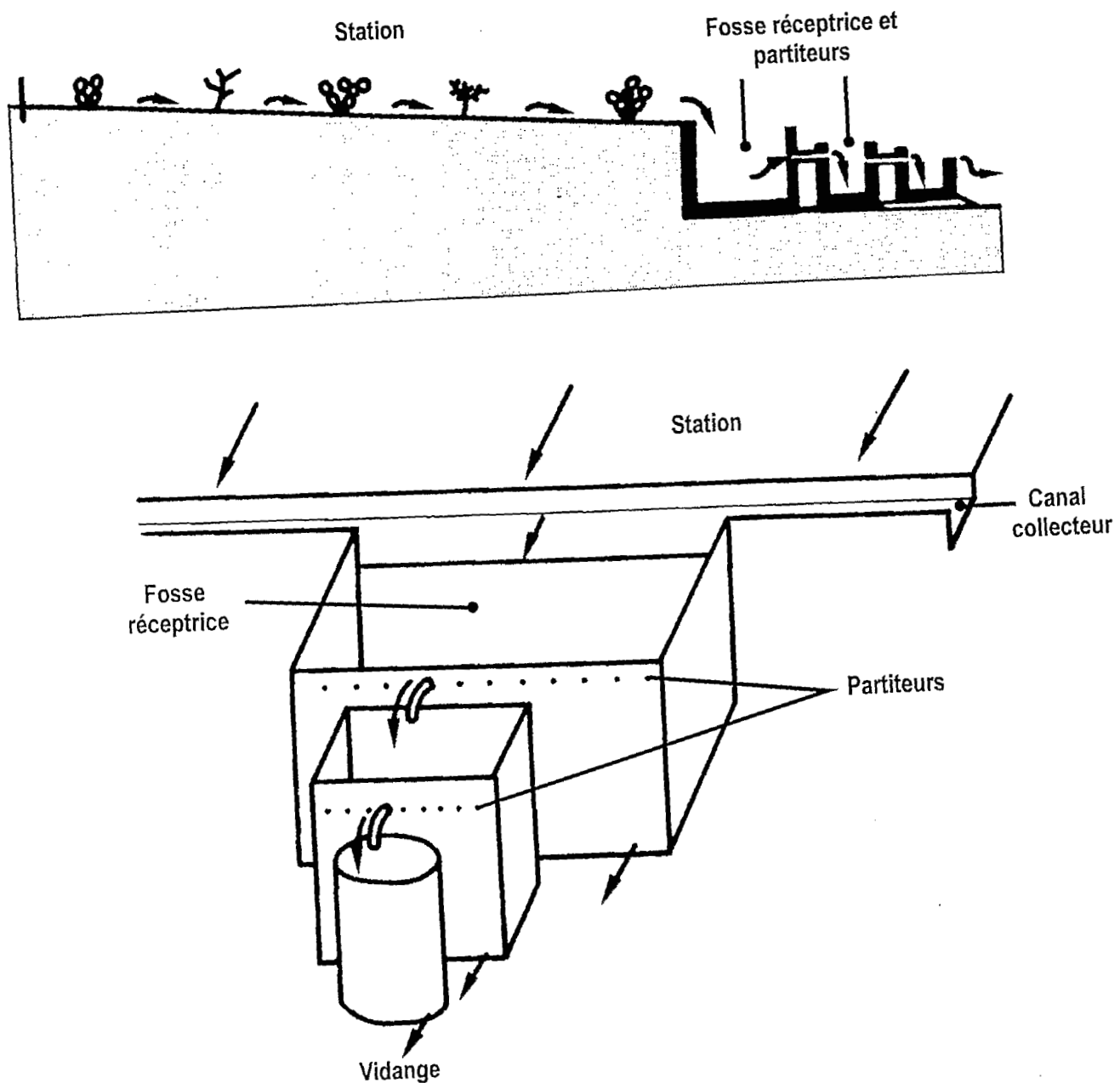
## 2.22. Végétation

La structure de la végétation a été déterminée par la méthode des points-quadrats le long de lignes d'écartement régulier (Brown, 1954; Daget et Poissonnet, 1969, 1971). Le recouvrement global de la végétation en projection verticale est le suivant, en pourcentage de la surface de la station considérée :

- mini-bassin versant = 24%
- parcelle 1 = 14%
- parcelle 2 = 17%
- parcelle 3 = 11%

Cette végétation se distribue spatialement de manière très contractée (fig. VI.5), c'est-à-dire que chaque espèce végétale est isolée dans l'espace sous forme d'une tache ponctuelle, distante de quelques mètres de l'espèce voisine. Ainsi, la végétation ne forme pas un ensemble continu, d'aspect dense, susceptible de s'opposer au ruissellement, à la différence des plages végétales de *Mogote* et de *Hilaria*. Cette végétation, sauf dans la parcelle 2, est essentiellement constituée par des espèces dépassant rarement 50 cm de hauteur (*Heteropogon contortus*, *Bouteloua gracilis*, *Tridens pulchellus*, *Jatropha dioica*) et par des arbustes de 1 à 2 mètres de hauteur (*Larrea tridentata*, *Fouquieria splendens*). La majorité de la végétation de la parcelle 2 est constituée par des cactacées atteignant 1 mètre de hauteur (*Opuntia rastrera*).

Fig. VI 6 - Méthode de mesure du ruissellement par fosse réceptrice et partiteurs  
(parcelles 2 et 3)



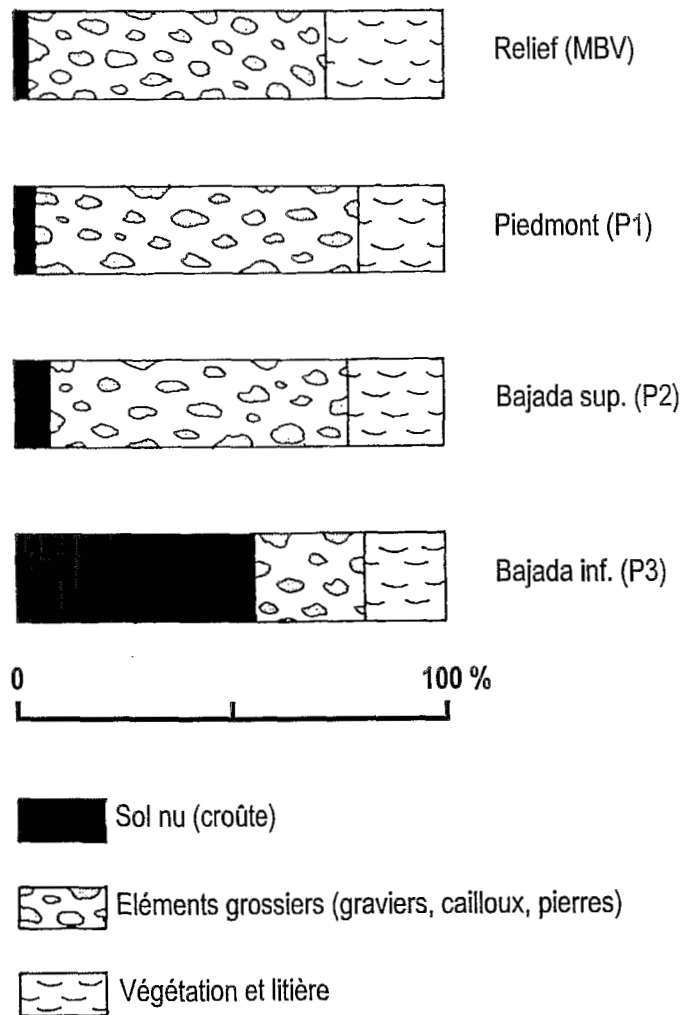
### 2.23. État de la surface du sol

La proportion des différents éléments constituant la surface du sol a été mesurée par la méthode des points-quadrats (tableau VI.1; fig. VI.7). Les éléments grossiers (graviers, cailloux et pierres) recouvrent plus de 70% de la surface dans le relief, le piedmont et la *bajada* supérieure, alors que dans la *bajada* inférieure, la surface est constituée à 55% par le sol nu. Ce dernier correspond essentiellement à une croûte d'érosion (cf. chapitre V).

Tableau VI.1 – ETAT DE LA SURFACE DU SOL DES STATIONS DE MESURE DU RUISSELLEMENT  
 (% de la surface du sol en projection verticale; graviers, cailloux = de 2 mm à 7 cm;  
 pierres = > 7 cm; la litière correspond aux débris végétaux et à la base de la végétation)

station	sol nu	graviers	pierres	litière
MBV (relief)	1	33	39	28
P1 (piedmont)	4	70	6	20
P2 (bajada sup)	7	71	0	22
P3 (bajada inf)	55	26	0	19

Fig. VI 7 - Etat de la surface du sol des stations de mesure du ruissellement  
 (en % de la surface du sol en projection verticale)



La parcelle 3 se différencie très nettement des trois autres stations par son état de surface, occupée majoritairement par une croûte, alors que pour les autres stations, ce sont les éléments grossiers qui couvrent largement la surface du sol. La couverture végétale est peu dense dans l'ensemble des stations, et elle y est semblable à la fois dans sa composition et dans sa structure spatiale.

### 3. RUISSELLEMENT AU NIVEAU DES UNITES ELEMENTAIRES

Pour chaque événement pluvieux ayant donné lieu à un écoulement de surface, nous avons exprimé ce dernier par le coefficient de ruissellement ( $K_r$ , en %), lequel correspond à la proportion de pluie qui a ruisselé à l'exutoire de la station considérée. Pour les cinq années (1988–1992) où nous disposons de données pour les quatre stations, 49 averses ont généré un ruissellement dans la parcelle 3, 45 dans la parcelle 2, 44 dans la parcelle 1 et seulement 30 dans le mini-bassin versant (tableau VI.2).

Tableau VI.2 – RÉPARTITION DU NOMBRE DES AVERSES AYANT OU NON RUISSELÉ SELON LES CLASSES DE HAUTEUR DE PLUIE, POUR LES DIFFÉRENTES STATIONS (1988–1992)

(N = nombre total d'averses de la classe considérée; Nr = nombre d'averses ayant donné lieu à un ruissellement)

classe de hauteur (mm)	MBV		P1		P2		P3	
	N	Nr	N	Nr	N	Nr	N	Nr
5–9,9	13	3	15	15	14	13	12	12
10–14,9	17	13	11	11	12	12	14	14
15–19,9	5	5	8	8	9	9	12	12
20–29,9	5	4	5	5	8	8	5	5
30–39,9	5	5	4	4	2	2	3	3
40–49,9	0	0	1	1	1	1	3	3
total	45	30	44	44	46	45	49	49

La hauteur de pluie minimale pour qu'il y ait un ruissellement est de 5 mm pour les quatre stations, et dès que cette hauteur est atteinte, il y a ruissellement dans les trois parcelles, ce qui n'est pas forcément le cas pour le mini-bassin versant (tableau VI.3). Même avec une pluie notable (23 mm en août 1989), celui-ci n'a pas ruisselé. **Le mini-bassin versant ruisselle donc nettement moins souvent que les trois parcelles, pour une gamme de pluies cependant semblable.** Ce comportement nettement moins ruisselant du mini-bassin versant par rapport aux parcelles s'explique par l'effet d'échelle (passage d'une surface de 6,64 ha à 5–600 m<sup>2</sup>), mais aussi et surtout par l'absence de croûte à la surface du sol et par la nature de ce dernier (colluvions grossières, cf. 2.1 du chapitre II) qui favorise l'infiltration. En première approximation, **le transfert d'échelle par augmentation de la surface se traduit donc par une diminution de la susceptibilité à ruisseler**, mais les deux surfaces considérées (mini-bassin versant et parcelles) ne sont pas rigoureusement comparables du fait de leur différence de comportement vis-à-vis du ruissellement.

Tableau VI.3 – RUISSELLEMENT DES STATIONS MINI-BASSIN VERSANT, PARCELLES 1, 2 ET 3,  
POUR LES AVERSES AYANT DONNÉ LIEU À UN ÉCOULEMENT – 1987–1992

(H = hauteur totale de l'averse en mm; Kr = coefficient de ruissellement de l'averse en %)

(? = absence de mesure par suite de problèmes techniques, mais l'averse a donné lieu à un ruissellement)

date	Mini-bassin versant		Parcelle 1		Parcelle 2		Parcelle 3	
	H	Kr MBV	H	Kr P1	H	Kr P2	H	Kr P3
14.07.1987	12	0	6	3	–	–	–	–
18.07	11	0	13	1	–	–	–	–
27.07	11	0,5	9	21	–	–	–	–
11.08	12	0,5	18	54	–	–	–	–
12.08	8	1	8	19	–	–	–	–
13.08	5	traces	11	43	–	–	–	–
16.08	15	0,5	16	30	–	–	–	–
23.08	14	traces	15	6	–	–	–	–
18.09	6	0	9	4	–	–	–	–
20.09	44	14	55	46	–	–	–	–
15.06.1988	10	0	9	20	10	22	11	46
18.06	11	traces	7	14	2	0	3	traces
29.06	4	0	11	32	22	33	38	53
08.07	11	0	7	13	9	12	9	39
17.07	4	0	5	16	5	16	5	40
24.07	5	0	6	11	10	13	14	39
26.07	11	2	22	51	15	62	18	96
29.07	10	0,5	6	8	11	12	11	27
20.08	8	0	6	4	9	17	10	40
04.07.1989	2	0	3	0	2	0	5	15
03.08	5	0	16	36	16	42	18	75
21.08	23	0	23	19	19	12	19	32
09.09	33	2	40	40	42	37	42	71
06.10	5	0	4	0	7	5	8	9
17.05.1990	14	traces	14	12	15	12	14	33
13.06	28	traces	18	10	23	12	22	38
03.07	10	traces	12	traces	8	2	10	?
09.07	15	2	16	37	15	39	17	65
22.07	10	0	7	traces	10	traces	11	7
28.07	3	0	3	0	3	0	5	31
30.07	11	0	10	14	10	26	13	46
12.08	30	3	26	46	29	58	31	90
15.08	17	1	15	22	12	15	15	32
16.08	10	1	14	22	8	24	8	46
17.08	10	1	6	14	5	11	4	29
30.08	26	2	27	46	33	?	49	73
15.09	9	traces	9	1	10	3	10	17
19.09	14	1	12	32	15	26	19	50
21.09	10	1	14	44	11	34	15	63
22.09	12	1	14	29	15	33	16	59
23.09	8	0,5	6	6	11	7	15	15
01.10	5	0	6	11	8	17	8	?
07.06.1991	16	?	14	?	16	?	15	?
14.07	33	8	30	52	24	58	27	96
19.07	14	2	18	41	24	42	26	74
06.08	26	1	30	33	35	39	49	68
08.08	6	0	7	11	13	24	10	44
10.08	11	0,5	6	40	7	34	9	58
25.08	10	0,5	16	37	13	32	14	62
02.09	8	0	13	11	9	12	17	30
16.09	22	0,5	19	27	18	21	17	44
18.09	32	0,5	30	13	29	9	28	30
19.09	30	0,5	33	20	29	18	30	34
20.09	18	1	12	18	9	19	11	39
05.08.1992	0	0	2	0	2	0	6	24
07.08	5	0	3	0	8	18	6	42
25.08	8	0,5	14	24	7	18	7	38
28.08	3	0	0	0	7	0	11	10
11.09	17	3	24	56	22	60	28	91
20.09	5	0	7	13	11	9	12	27

Les caractéristiques des averses ayant donné lieu à un ruissellement dans les différentes stations sont résumées dans le tableau VI.4. Pour chaque averse, il a été calculé l'intensité maximale de la pluie pendant une durée déterminée, variant de 5 à 40 minutes (I5, I10,..., exprimée en mm/h) et son "agressivité" ou indice d'érosivité R (Wischmeier et Smith, 1958; Wischmeier, 1959) :  $R = [(Ec I_{30}) / 1735,6] 10^{-2}$ , où I30 est l'intensité maximale pendant 30 minutes consécutives (mm h<sup>-1</sup>) et Ec l'énergie cinétique globale de l'averse. Ec est égale à la somme des énergies cinétiques unitaires (Ec<sub>u</sub>) de l'averse. Chaque Ec<sub>u</sub> correspond à un segment de pluie de hauteur H<sub>u</sub> et d'intensité constante (I<sub>u</sub>), calculée à partir de la formule de Laws et Parsons (1943), exprimée en unités métriques (Jm<sup>-2</sup> mm<sup>-1</sup>) :  $Ec_u = (11,9 + 8,73 \log I_u) H_u$ .

Tableau VI.4 – CARACTÉRISTIQUES DES AVERSES AYANT DONNÉ LIEU À UN RUISSellement  
DANS LES STATIONS MINI-BASSIN VERSANT ET PARCELLES 1, 2 ET 3 (1988–1991)

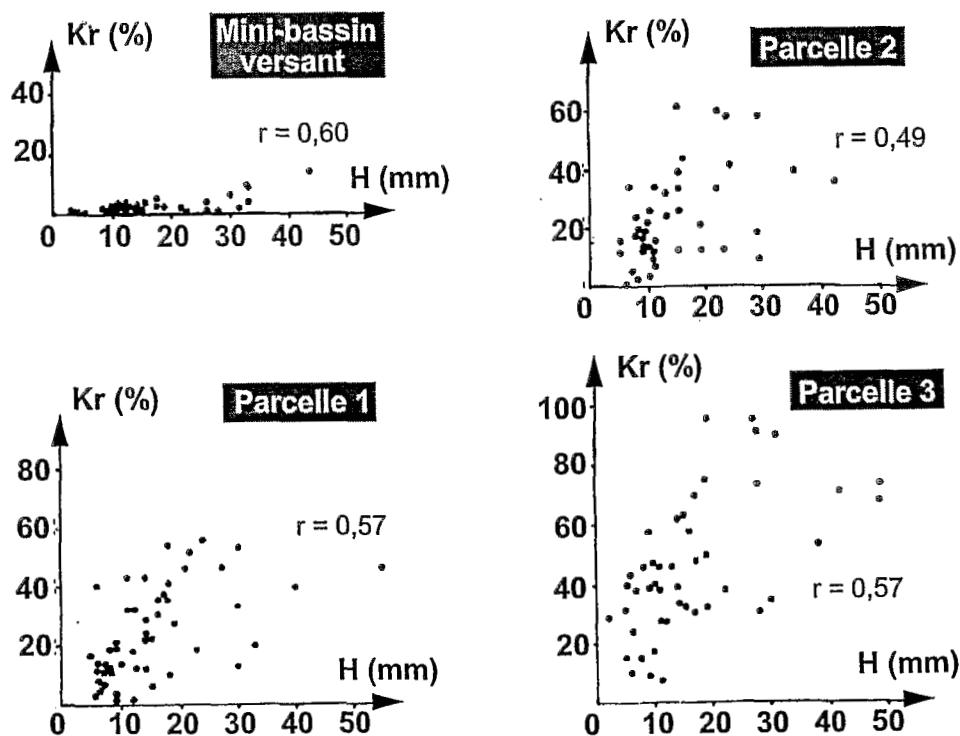
(le pluviographe est situé à proximité de la parcelle 1; ? = absence d'enregistrement; H = hauteur de pluie en mm)  
(I5, I10, I15, I20, I30, I40 = intensité maximum de l'averse pendant 5, 10, 15, 20, 30 et 40 mn, exprimée en mm/h; les valeurs entre parenthèses indiquent que la durée de la pluie est inférieure à celle pour laquelle est calculée l'intensité maximale correspondante)  
(R = indice d'agressivité de la pluie, en unités US)

date	H	I5	I10	I15	I20	I30	I40	R
15.06.1988	10	50	39	30	24	19	(15)	2,7
18.06	8	36	30	24	21	15	(12)	1,6
29.06	9	66	48	34	26	(18)	(14)	2,5
08.07	8	20	18	12	11	9	8	0,8
17.07	6	24	18	15	15	12	(9)	0,9
24.07	4	22	18	15	15	12	* (6)	0,5
26.07	24	96	75	64	52	40	35	15,2
29.07	8	42	27	25	(24)	(16)	(12)	1,9
20.08	6	36	27	20	15	(12)	(9)	0,8
04.07.1989	4	12	9	8	8	(8)	(6)	0,3
03.08	16	50	48	36	36	32	(24)	7,9
21.08	24	30	21	20	18	17	14	4,9
09.09	40	75	54	48	43	32	30	17,8
06.10	4	10	10	8	8	(8)	(6)	0,3
17.05.1990	16	32	30	30	27	18	16	3,5
13.06	19	24	18	16	15	13	10	2,7
03.07	6	18	13	12	12	(12)	(9)	0,5
09.07	15	65	57	48	40	29	(22)	6,5
22.07	10	18	12	10	9	7	7	0,6
28.07	?	?	?	?	?	?	?	?
30.07	10	32	27	24	21	14	10	1,6
12.08	26	60	55	52	52	44	36	17,1
15.08	14	48	34	26	20	14	10	2,3
16.08	12	36	25	20	18	12	9	1,3
17.08	8	40	24	20	15	13	10	1,5
30.08	28	50	50	48	44	30	23	12,0
15.09	10	10	8	6	6	5	5	0,5
19.09	13	36	27	22	20	15	11	2,7
21.09	12	42	36	32	28	22	19	3,6
22.09	15	36	30	28	24	20	16	3,8
23.09	7	8	7	6	6	5	5	0,4
01.10	6	24	16	13	11	9	8	0,7
07.06.1991	?	?	?	?	?	?	?	?
14.07	34	80	80	72	65	60	50	40,9
19.07	?	?	?	?	?	?	?	?
06.08	30	60	48	44	39	36	35	15,4
08.08	6	30	21	16	15	10	(9)	0,8
10.08	9	48	39	26	24	18	13	2,3
25.08	12	50	40	34	32	23	(18)	4,0
02.09	11	39	27	20	16	13	10	1,5
16.09	19	36	30	28	27	18	16	4,1
18.09	32	24	20	18	15	11	10	4,1
19.09	32	24	18	17	17	12	11	4,2
20.09	11	30	24	18	17	11	9	1,1

### 3.1. RELATION HAUTEUR DE PLUIE - RUISSELLEMENT

La corrélation entre la hauteur précipitée sur une station et le coefficient de ruissellement correspondant n'est pas significative (fig.VI.8; tableau VI.5). Mais le comportement du mini-bassin et des trois parcelles est totalement différent. Pour ces dernières, à une hauteur de pluie quelconque correspond en effet un  $K_r$  très variable, et l'on distingue malgré tout une relation très lâche entre ces deux paramètres. Par contre, pour le mini-bassin versant, le  $K_r$  reste borné et dépasse très rarement 5%. Nous avons vu que cette différence de comportement entre les parcelles et le mini-bassin versant provenait de l'effet d'échelle. Mais la très faible valeur du ruissellement du mini-bassin versant s'explique aussi par la nature caillouteuse, de type colluvial, du sol de la zone de relief, qui permet une infiltration de l'eau de pluie. De plus, la structure géologique favorise ensuite l'écoulement de cette eau infiltrée vers le versant est du relief, c'est-à-dire hors de la toposéquence (fig. VI.9). C'est d'ailleurs sur ce versant est que sont localisées plusieurs sources.

Fig. VI 8 - Relation entre le coefficient de ruissellement ( $K_r$ ) des parcelles 1, 2, 3 et du mini-bassin versant et la hauteur précipitée ( $H$ )



Le très faible ruissellement du mini-bassin versant différencie très nettement cette unité des autres. Contrairement à ce que les fortes pentes pouvaient laisser supposer, la zone de relief de la toposéquence ne transmet vers l'aval par ruissellement superficiel qu'une infime fraction de la pluie qu'elle reçoit. L'amont de la toposéquence joue donc un rôle de rétention hydrique et ne participe que très faiblement aux transferts d'eau le long du versant.



Fig. VI 9 - Cheminement de l'eau pluviale au niveau de la zone de relief

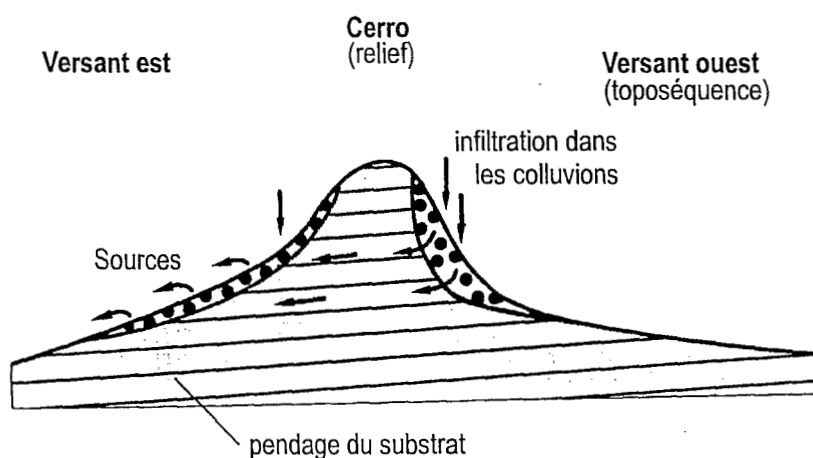


Tableau VI.5 – MATRICE DES COEFFICIENTS DE CORRÉLATION ENTRE LES CARACTÉRISTIQUES DES PLUIES ET LE RUISSELLEMENT DES PARCELLES

(Kr = coefficient de ruissellement des parcelles P1, P2 et P3; H = hauteur totale de l'averse; I5, I10, ... = intensité maximale de l'averse en 5, 10, ... mn; R = indice d'agressivité de l'averse en unités US; n = 37 à 47)

	KrP1	KrP2	KrP3	H	I5	I10	I15	I20	I30	I40	R
KrP1	1										
KrP2	0,928	1									
KrP3	0,929	0,979	1								
H	0,570	0,486	0,574	1							
I5	0,837	0,870	0,856	0,535	1						
I10	0,884	0,921	0,915	0,573	0,966	1					
I15	0,877	0,916	0,911	0,647	0,936	0,983	1				
I20	0,876	0,919	0,920	0,666	0,894	0,961	0,989	1			
I30	0,836	0,889	0,896	0,660	0,849	0,929	0,959	0,976	1		
I40	0,813	0,867	0,870	0,711	0,838	0,908	0,946	0,961	0,969	1	
R	0,740	0,761	0,757	0,816	0,796	0,821	0,867	0,898	0,929	0,954	1

La hauteur de pluie n'est pas un paramètre suffisamment pertinent pour permettre de prévoir et d'expliquer le ruissellement. C'est pourquoi nous avons mis en relation celui-ci avec les intensités pluviométriques, pour les trois parcelles où l'écoulement de surface présente une gamme de variation relativement étendue.

### 3.2. RELATION INTENSITÉ PLUVIOMÉTRIQUE – RUISSELLEMENT

Ne disposant que d'un seul pluviographe (PG1), il a été installé au centre du dispositif de mesure du ruissellement, c'est-à-dire à proximité de la parcelle 1. En toute rigueur, les caractéristiques pluviographiques des averses (tableau VI.4) concernent donc surtout cette parcelle 1. Compte tenu de la variabilité spatiale de la pluviométrie, nous avons cherché à savoir dans quelle mesure ces caractéristiques pluviographiques s'appliquaient aux deux autres parcelles, situées à 500 m et 1 km de la parcelle 1. Pour cela, nous avons comparé des averses enregistrées par le pluviographe PG1 ci-dessus avec les averses synchrones des précédentes enregistrées par un autre appareil (PG2) distant de 2 km. Cette comparaison, effectuée uniquement en 1988 (tableau VI.6) montre que

la variabilité spatiale des intensités pluviométriques lors d'une même averse n'est pas aussi accentuée que la variabilité de la hauteur précipitée. Dans la majorité des cas en effet, la forme des averses est la même, alors que la hauteur précipitée varie parfois de manière notable (cf. chapitre IV). Pour quelques pluies cependant, les intensités peuvent être très différentes entre les deux pluviomètres, ce qui peut s'expliquer par la forme très localisée des averses. Au centre de la formation pluvieuse, l'intensité est maximum alors qu'à sa périphérie, elle est moindre. Si l'averse est centrée sur l'un des pluviographes, l'intensité y sera donc la plus forte tandis que pour l'autre pluviographe, l'intensité sera plus faible. Cette comparaison inter-pluviographes nous permet de considérer que les données fournies par le pluviographe PG1 peuvent être utilisées pour caractériser les intensités et l'énergie cinétique de la pluie au niveau des parcelles 2 et 3.

Tableau VI.6 – COMPARAISON DES CARACTÉRISTIQUES D'AVERSES SYNCHRONES ENREGISTRÉES PAR DEUX PLUVIOGRAPHES DISTANTS DE 2 KM

(PG1 = pluviographe situé près de la parcelle 1; H = hauteur totale de pluie en mm;

I5, I10,... = intensité maximale de l'averse en 5, 10 mn,... en mm/h; R = indice d'agressivité de l'averse en unités US)

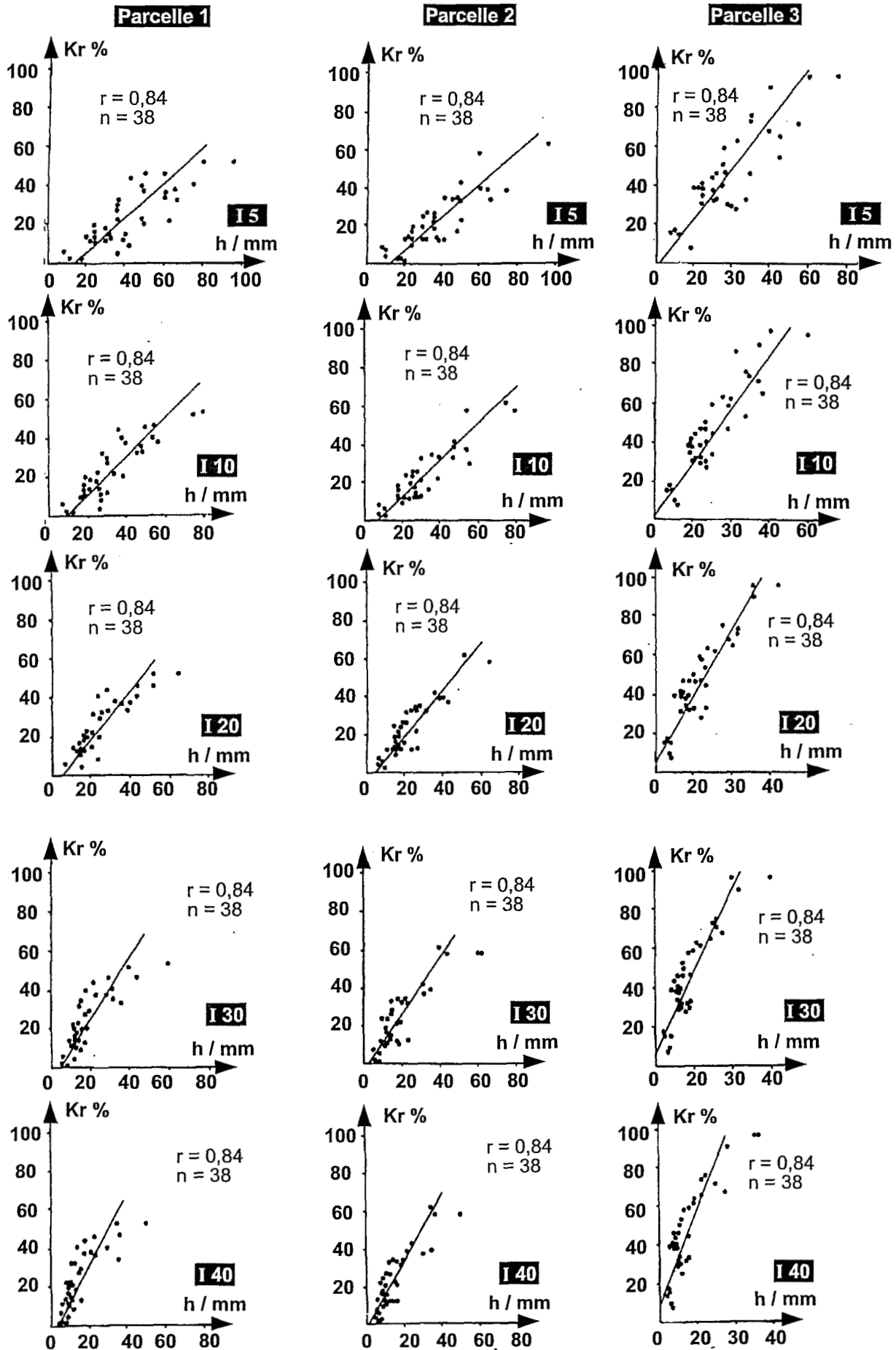
	PG1	PG2	PG1	PG2	PG1	PG2	PG1	PG2	PG1	PG2	PG1	PG2
H	10	11	9	26	8	7	5	14	24	28	6	6
I5	50	66	66	88	20	24	22	60	96	90	36	18
I10	39	45	48	66	18	18	18	60	75	81	27	14
I15	30	34	34	50	12	15	15	48	64	72	20	12
I20	24	30	26	45	11	13	15	36	52	60	15	11
I30	19	23	18	42	9	11	12	27	40	48	12	9
I40	15	17	14	32	8	8	6	21	35	40	9	8
R	2,7	4,0	2,5	16,9	0,8	1,0	0,5	5,3	15,2	16,2	0,8	0,7

Le coefficient de ruissellement de chacune des trois parcelles est en liaison étroite avec les intensités pluviométriques (tableau VI.5; fig. VI.10). La relation entre les deux paramètres est hautement significative pour les trois parcelles au seuil 95%, et ce sont les intensités maximales en 10, 15 et 20 mn qui sont les mieux corrélées avec le ruissellement. **C'est essentiellement l'intensité pluviométrique maximale de l'averse en un temps donné qui détermine le ruissellement d'une unité de paysage. Plus cette intensité est forte, plus le ruissellement est élevé.** D'une manière générale, la pente de la droite de régression de la relation  $I = f(Kr)$  diminue à mesure que la durée de l'intensité maximale considérée augmente, et cela est vrai pour les trois parcelles (fig. VI.10). C'est-à-dire que plus la durée de la phase à intensité maximale est longue, plus le coefficient de ruissellement est élevé. Ainsi, par exemple pour la parcelle 2, une pluie dont l'intensité reste constante à 40 mm/h pendant 5, 10, 20, 30 et 40 mn, donne respectivement un ruissellement de 24, 33, 44, 56 et 68%. **Le ruissellement d'une unité de paysage augmente proportionnellement avec l'augmentation de la durée de l'intensité maximale de l'averse.**

Pour une intensité maximale donnée, la pente de la droite de régression des relations  $I = f(Kr)$  est pratiquement identique pour les parcelles 1 et 2, ce qui indique que ces deux parcelles ont un comportement

**Fig. VI 10 - Relations entre l'intensité maximale de l'averse en un temps donné (I) et le coefficient de ruissellement (Kr) des parcelles 1, 2, et 3 pour l'averse considérée**

(I 5, I 10, I 20, I 30, I 40 = intensité maximale de l'averse en 5, 10, 20, 30 et 40)

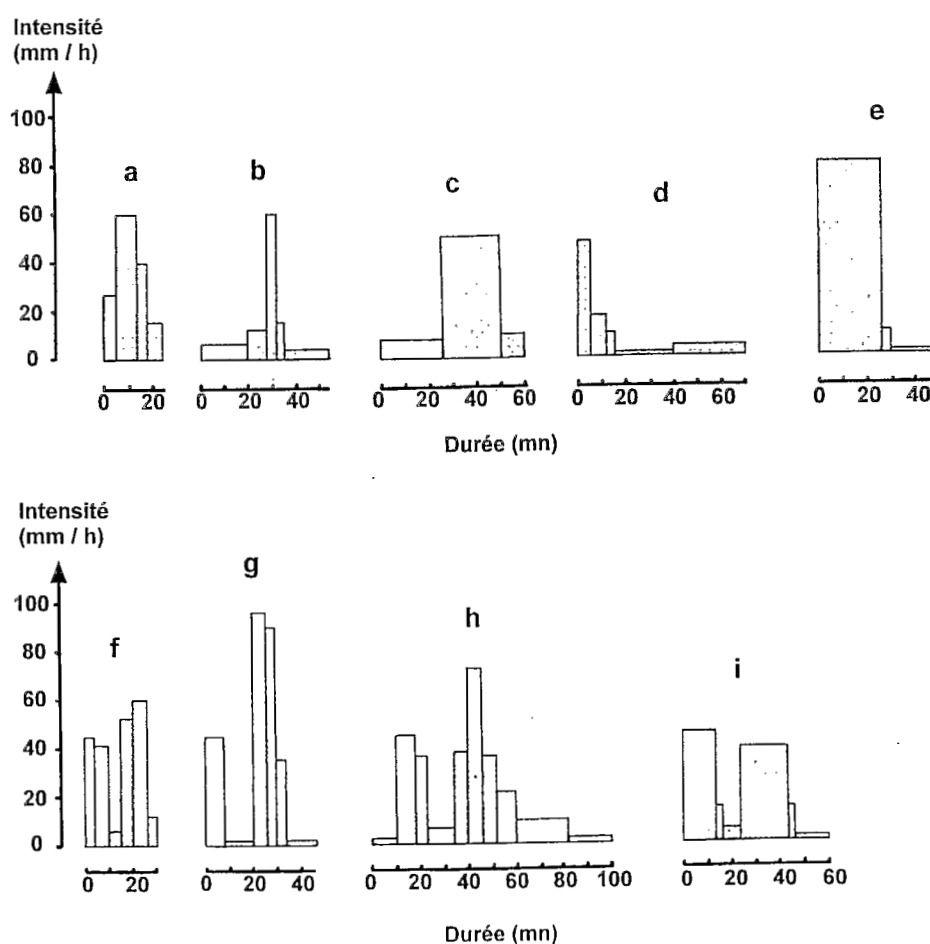


semblable vis-à-vis du ruissellement. Pour la même intensité maximale, la pente de la même droite de régression de la parcelle 3 est nettement plus faible (fig. VI.10). C'est-à-dire que la fraction ruisselée de cette dernière est proportionnellement plus importante que celle ruisselée dans les deux autres parcelles. La parcelle 3 ruisselle donc davantage que les parcelles 1 et 2, et cette augmentation de ruissellement dépasse 50% en valeur relative.

La forme des averses naturelles expliquent les résultats précédents. Dans la majorité des cas, les pluies sont en effet de type orageux et deux types d'averses peuvent être distinguées selon la distribution de leur intensité en fonction du temps (fig. VI.11) :

- les averses de type unimodal, où s'individualise un corps d'averse à forte intensité (au moins 40 mm/h) durant 5 à 10 minutes. Ce corps de l'averse peut être encadré de quelques millimètres de pluie, peu intense et de durée variable (types a et b), ou bien débiter directement l'averse sans être précédé d'une faible précipitation, mais il est suivi d'une traîne (type d). Ce corps de l'averse peut devenir parfois très conséquent dans sa durée, plus de 20 minutes, précédé ou non d'une faible précipitation (types c et e). C'est pour ce dernier cas que l'on observe les plus forts coefficients de ruissellement, ce qui confirme l'observation ci-dessus d'augmentation de la proportion du ruissellement lorsque une même intensité se poursuit plus longtemps.

**Fig. VI 11 - Forme des averses génératrices de ruissellement dans les parcelles 1, 2 et 3**



- les averses de type bimodal pour lesquelles deux corps d'averses à forte intensité se succèdent (type f), séparés par une période à faible intensité de durée variable (5 à 15 mn). En général, le second corps d'averse est plus intense que le premier (types g et h) et cela génère des ruissellements très importants. Là aussi, les deux corps d'averses peuvent avoir une durée notable (15 à 20 mn, type i), et dans ce cas le ruissellement est aussi très important.

Les averses génératrices de ruissellement présentent dans leur déroulement, une période de durée variable mais dépassant rarement 20 mn, durant laquelle l'intensité est maximale. C'est cette dernière qui conditionne l'intensité de l'écoulement superficiel. **Pour qu'un ruissellement se produise sur une longueur de 40 mètres dans le piedmont et la bajada, l'intensité pluviométrique doit se maintenir au moins pendant 20 minutes consécutives à une valeur minimale de 8 à 10 mm/h.**

Pour une intensité maximale et une parcelle donnés, les variations du coefficient de ruissellement s'expliquent par la durée variable de la phase d'intensité maximale, mais aussi, en l'absence d'une végétation notable, par l'état d'humectation préalable du sol. Mais ce dernier paramètre n'a qu'une influence limitée, à l'inverse de ce qui se passe au niveau du m<sup>2</sup> en simulation de pluie. Ces variations de Kr proviennent aussi des erreurs de mesure sur les volumes écoulés ainsi que de la variabilité spatiale de la pluie qui ne se répartit pas de manière uniforme sur la surface de la station. Quoi qu'il en soit, les résultats précédents sont cohérents et les différents graphiques  $I = f(Kr)$  montrent que l'on peut utiliser les données du pluviographe PG1 pour les parcelles 2 et 3. En effet, le nuage de points autour de chaque droite de régression est statistiquement le même pour les trois parcelles et pour une intensité donnée. Il en serait différemment si les intensités pluviométriques variaient notablement d'une parcelle à l'autre.

### 3.3. RELATION AGRESSIVITE DE LA PLUIE – RUISSELLEMENT

L'indice R d'agressivité des pluies (tableau VI.4) est corrélé de manière significative avec le coefficient de ruissellement de chacune des trois parcelles (tableau VI.5), mais cette corrélation est nettement moins bonne qu'avec les intensités pluviométriques, ce qui souligne le rôle prééminent de ces dernières sur le ruissellement à l'échelle de la parcelle.

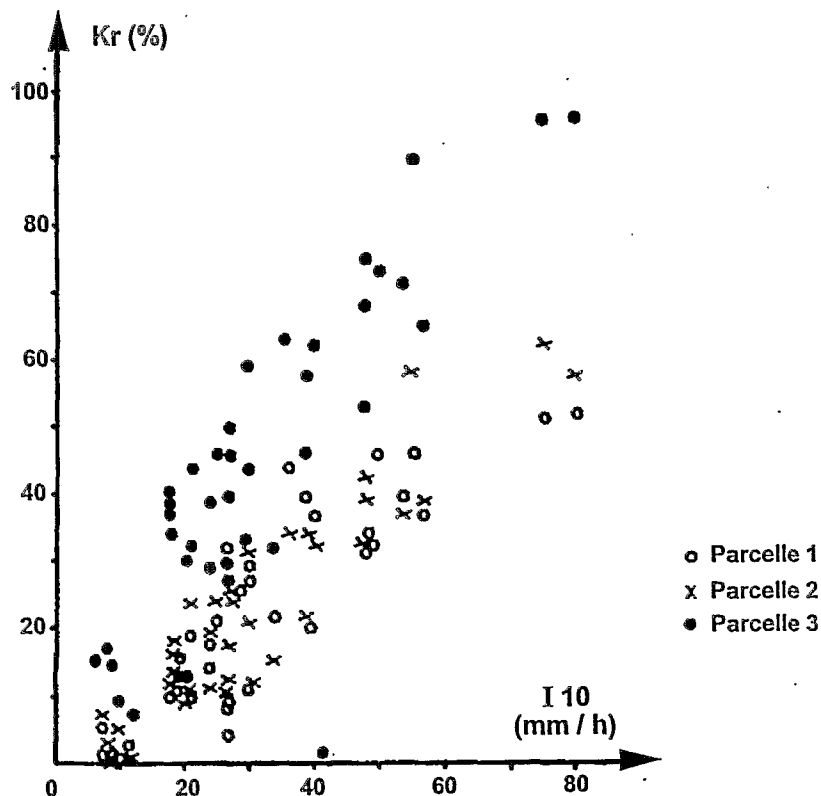
D'une manière générale, les pluies de la région de Mapimi sont moins agressives que celles de l'Afrique de l'Ouest à mesure que la hauteur précipitée augmente (tableau VI.7).

Tableau VI.7 – COMPARAISON DES VALEURS MOYENNES DE L'INDICE D'AGRESSIVITÉ DES PLUIES (R DE WISCHMEIER) ENTRE LA RÉGION DE MAPIMI ET DIFFÉRENTS SITES D'AFRIQUE DE L'OUEST

(source : Roose, 1977)

Site	Hauteur de pluie (mm)			
	15	30	50	70
Mapimi (Nord-Mexique)	5	15	30	–
Allokoto (Niger)	5	18	50	–
Saria (Burkina-Faso)	5	18	48	86
Khorogo (Côte d'Ivoire)	5	17	50	83
Abidjan (Côte d'Ivoire)	5	18	44	78

Fig. VI 12 - Comparaison du ruissellement (Kr) des parcelles 1, 2 et 3 en fonction de l'intensité maximale de la pluie en 10 mm (I 10)



### 3.4. COMPARAISON DU RUISSELLEMENT ENTRE LES PARCELLES

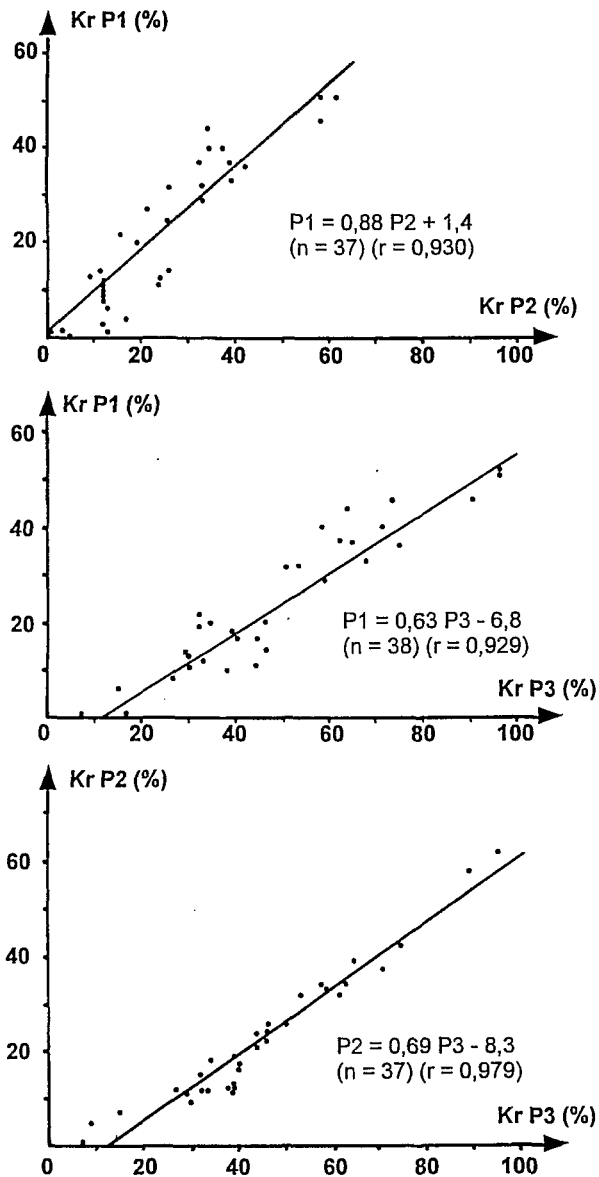
Le ruissellement global d'une averse donnée est systématiquement plus fort pour la parcelle 3, alors qu'il est voisin dans les deux autres parcelles (fig. VI.12), ce que nous avons déjà souligné mais au niveau des intensités maximales d'averses. La comparaison de parcelle à parcelle (fig.VI.13) montre que chacune d'elles a un ruissellement qui est très étroitement lié à celui des deux autres parcelles. La relation entre leur coefficient de ruissellement est en effet très hautement significative au seuil 95% (tableau VI.5). Le ruissellement dans la parcelle 3 est 70 à 100% supérieur à celui des parcelles 1 et 2, alors que celui de la parcelle 2 est légèrement supérieur, d'environ 10%, à celui de la parcelle 1.

**Pour une même pluie, le ruissellement est semblable dans le piedmont et la bajada supérieure, alors qu'il est nettement supérieur à l'amont de la bajada inférieure.**

### 3.5. INTERPRÉTATIONS

Le comportement différent vis-à-vis du ruissellement entre les parcelles 1 et 2 et la parcelle 3 ne peut s'expliquer que par l'état de la surface du sol et la pente, car ce sont les seuls paramètres qui varient d'une parcelle à l'autre. La végétation ne peut être un facteur explicatif, car elle est peu dense et surtout elle est semblable dans les trois stations.

Fig. VI 13 - Comparaison du ruissellement (Kr) entre les diverses parcelles P1, P2 et P3



Nous savons (tableau VI.1) que la surface des parcelles 1 et 2 est recouverte par plus de 70% d'éléments grossiers, alors que dans la parcelle 3, c'est une croûte, distribuée de manière généralisée sur l'ensemble de la parcelle, qui constitue la moitié de la surface du sol, les éléments grossiers ne couvrant qu'un quart de celle-ci. En ce qui concerne la pente, elle décroît de la parcelle 1 (5,3%) à la parcelle 2 (1,5%) et à la parcelle 3 (0,9%). Or, l'on constate que plus la pente est forte, plus le ruissellement est faible, ce qui est très accentué dans la zone de relief, où malgré les fortes pentes (plus de 15%), le ruissellement est négligeable. Le *cerro* est en fait un cas particulier où l'infiltration est très importante (cf. 3.1). Du piedmont à la *bajada* inférieure, la pente ne favorise pas une augmentation de l'intensité du ruissellement le long du versant, mais au contraire, elle a tendance à jouer un rôle inverse. Il faut alors admettre que c'est l'état de la surface du sol qui est le facteur explicatif primordial des différences de ruissellement entre les unités de la toposéquence, en l'absence d'une couverture végétale notable.

La croûte de la parcelle 3 est le facteur essentiel favorisant le fort ruissellement de cette parcelle, malgré la faible pente. L'absence de microrelief, la faible rugosité et la planéité de la parcelle, combinés à la présence d'une croûte, expliquent que les écoulements superficiels peuvent se propager sur plusieurs mètres sans rencontrer d'obstacles, sur un milieu déjà favorable au ruissellement. Au contraire, les abondants éléments grossiers présents à la surface des parcelles 1 et 2 forment autant d'obstacles qui s'opposent à un cheminement régulier des flux hydriques superficiels. Ceux-ci sont perturbés et modifiés dans leur écoulement, ce qui a pour effet de les ralentir, favorisant ainsi localement l'infiltration et, globalement, une diminution du ruissellement.

Pour une même pluie, le ruissellement sur un sol dont plus des deux tiers de la surface sont recouvertes par de très nombreux éléments grossiers, sera inférieur d'environ 50% au ruissellement du même sol dont au moins la moitié de la surface est constituée par une croûte. **Pour des unités de milieu où la végétation est peu abondante, une croûte superficielle engendre un fort écoulement, lequel est notablement réduit lorsque de nombreux éléments grossiers couvrent la surface du sol.**

#### 4. TRANSFERT D'ECHELLES

Le ruissellement mesuré dans les parcelles 1, 2 et 3 précédentes correspond au ruissellement obtenu sur 40 mètres de longueur de versant pour chacune des parcelles. C'est à ces mêmes parcelles qu'ont été associées les mini-parcelles de 1 m<sup>2</sup> destinées à réaliser les expérimentations de simulation de pluie (cf. chapitre V). Pendant deux années (1990–1991), quelques-unes de ces mini-parcelles ont été mises en état de fonctionnement sous pluies naturelles, c'est-à-dire que pour chaque averse, le ruissellement y a été recueilli et mesuré sur une longueur de 1 mètre de versant, en même temps que celui mesuré sur 40 mètres dans les parcelles 1, 2 et 3. De la sorte, nous disposons pour chaque averse naturelle de couples de valeurs de ruissellement, l'une sur 1 m (Kr1), l'autre sur 40 m (Kr40), pour des milieux identiques dans leurs caractéristiques. Chaque emplacement d'un couple parcelle – mini-parcelle est désigné ci-dessous par sites 1, 2 et 3, chacun d'eux correspondant respectivement aux parcelles 1, 2 et 3 précédentes. Cette comparaison des ruissellements sur 1 et 40 mètres d'une même unité de milieu permet d'étudier le devenir des écoulements superficiels lorsque la longueur de la surface ruisselante augmente.

Nous rappelons ci-après les caractéristiques de la couverture végétale et de l'état de surface des parcelles (40 m) et des mini-parcelles (1 m) correspondantes, la pente étant la même au niveau de chaque site, ainsi que l'état hydrique du sol au moment de l'averse :

	Site 1 (piedmont)		Site 2 (bajada supérieure)		Site 3 (bajada inférieure)	
	40 m	1 m	40 m	1 m	40 m	1 m
<i>surface du sol (%)</i>						
éléments grossiers	76	90	71	76	26	33
sol nu (croûte)	4	8	7	15	55	60
litière, végétation	20	2	22	9	19	7
<i>couverture végétale (%)</i>	14	5	17	9	11	6



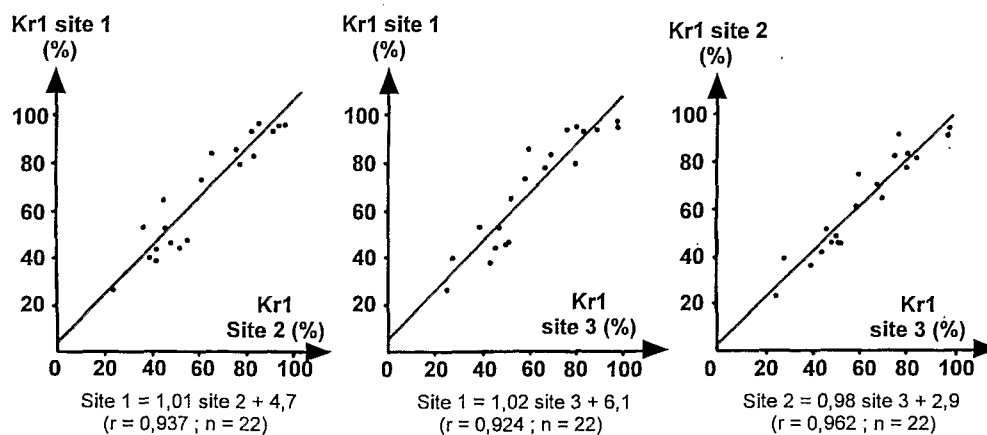
Parcelles et mini-parcelles sont semblables dans leur environnement (pente, végétation, surface du sol). Leur différence éventuelle de comportement vis-à-vis du ruissellement proviendra donc essentiellement de la différence de longueur de versant entre les parcelles et les mini-parcelles. Les résultats obtenus concernant le ruissellement pour ces deux types de stations est résumé dans le tableau VI.8.

Tableau VI.8 – TRANSFERT D'ÉCHELLE – COMPARAISONS DU RUISSELLEMENT OBTENU SUR 40 M DE VERSANT (Kr40) AVEC CELUI OBTENU SUR 1 M DE VERSANT (Kr1)  
(le ruissellement est exprimé en % de la pluie totale précipitée sur la station considérée)

date	Site 1 (piedmont)		Site 2 (bajada supérieure)		Site 3 (bajada inférieure)	
	Kr40	Kr1	Kr40	Kr1	Kr40	Kr1
13.06.1990	10	44	12	52	38	46
09.07	37	94	39	92	65	76
22.07	-	-	1	13	7	10
30.07	14	39	-	-	-	-
12.08	46	96	58	96	90	98
15/16.08	22	65	18	45	38	53
17.08	14	43	11	41	-	-
30.08	46	95	-	-	73	88
15.09	1	26	3	23	17	25
19.09	32	84	26	65	50	69
21.09	44	97	34	84	63	80
22.09	29	78	33	71	59	67
23.09	6	40	7	39	15	28
01.10	-	-	17	52	-	-
14.07.1991	52	96	58	94	96	98
19.07	41	94	42	82	74	84
06.08	33	83	39	83	68	75
08.08	11	47	24	55	44	52
10.08	40	86	34	76	58	60
25.08	37	80	32	78	62	80
02.09	11	53	12	36	30	39
16.09	27	73	21	61	44	58
18.09	13	38	9	42	30	44
19.09	20	53	18	46	34	48
20.09	18	46	19	48	39	50

La corrélation entre le ruissellement de deux mini-parcelles est très significative au seuil 95% (fig. VI.14). Globalement, les trois mini-parcelles réagissent donc de la même manière vis-à-vis du ruissellement, malgré un état de surface relativement différent entre les mini-parcelles 1 et 2 d'une part (très forte dominance d'éléments grossiers), et la mini-parcelle 3 d'autre part (dominance de croûte). Il faut cependant noter que le

Fig. VI 14 - Comparaison du ruissellement (Kr) obtenu sur 1 m de versant (Kr 1) entre les sites 1, 2 et 3



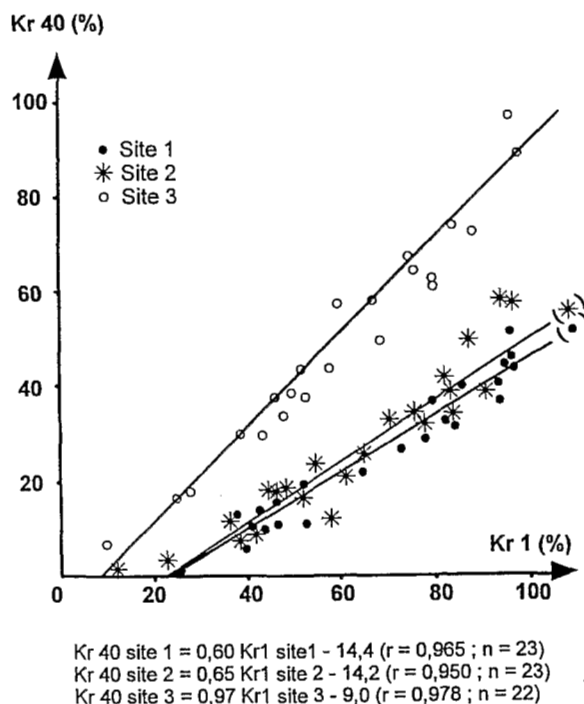
ruissellement de la mini-parcelle 1 est très légèrement supérieur à celui des deux autres mini-parcelles, ce qui est dû essentiellement à la pente plus élevée de cette mini-parcelle 1. Malgré une nature différente de la surface du sol, **l'écoulement (Kr1) est semblable pour les trois sites sur une surface ruisselante d'un mètre de longueur**, lorsque la végétation est absente ou peu dense. Il existe donc une similitude du comportement ruisselant des trois mini-parcelles sur une faible longueur, car cette dernière est trop réduite pour provoquer une différenciation importante des écoulements. Par contre, avec ces deux mêmes états de surface (dominance de croûte ou d'éléments grossiers), l'intensité du ruissellement est notablement différente lorsqu'il se propage sur 40 mètres de longueur. En effet (cf. tableau VI.3 et fig. VI.13), dans la parcelle 3, où domine la croûte en surface, le ruissellement est de 70 à 100% supérieur à celui des parcelles 1 et 2, pour lesquelles la surface est occupée essentiellement par des éléments grossiers. Il y a donc là un effet du transfert d'échelles sur l'écoulement superficiel. **Pour des milieux où la végétation est semblable et peu dense, l'intensité du ruissellement est fortement conditionnée dans son cheminement par les obstacles rencontrés, lorsque la longueur de la surface ruisselante augmente.** Une importante couverture d'éléments grossiers réduit notablement l'écoulement superficiel, ce qui n'est pas le cas lorsque la majorité de la surface du sol est constituée par une croûte.

Pour des sols à faible couvert végétal et très favorables au ruissellement, Lafforgue et Naah (1976) ont montré que l'allongement de 1 à 10 m de la surface ruisselante était très peu déterminant dans l'augmentation de la lame ruisselée. C'est ce qui a été aussi constaté par Collinet (1986) en région sahélienne lorsque la longueur passe de 1 à 12 m. Il semblerait donc que le facteur échelle intervienne sur le ruissellement au-delà d'une dizaine de mètres de longueur de versant.

Les ruissellements mesurés ici sur un mètre de longueur sous pluies naturelles sont tout à fait conformes à ceux obtenus sur la même longueur sous pluies simulées (cf. chapitre V). Avec ces dernières, nous avons constaté que c'était avant tout un taux élevé de couverture végétale qui réduisait fortement le ruissellement, alors qu'avec une végétation peu dense, l'écoulement était important et il était conditionné par l'état de la surface du sol. **La similitude des résultats obtenus sous pluies naturelles avec ceux obtenus sous pluies simulées valide donc la méthode de simulation de pluie utilisée précédemment.**

La comparaison Kr40 – Kr1 pour chacun des sites (fig. VI.15) montre que le site 3 ruisselle très différemment des deux autres, ceux-ci ayant un comportement ruisselant très semblable. En effet, lorsqu'on passe de 1 à 40 mètres, le ruissellement des sites 1 et 2 diminue, en valeur relative, de près de 100% pour les faibles écoulements et de 50% pour les forts écoulements. Au contraire, pour le site 3, le ruissellement ne diminue respectivement que de 25 à 10%. On retrouve là l'effet réducteur vis-à-vis du ruissellement d'une couverture d'éléments grossiers en surface (sites 1 et 2), alors que la croûte favorise ce ruissellement (site 3). **Une augmentation de la longueur ruisselante se traduit donc par une diminution beaucoup plus importante du ruissellement dans le piedmont et la bajada supérieure qu'à l'amont de la bajada inférieure.** Cette différence de comportement ruisselant du milieu est due à l'état de surface du sol : une croûte auto-alimente le ruissellement à mesure qu'il se propage, alors qu'une couverture d'éléments grossiers le réduit. Pour que l'écoulement se propage jusqu'à 40 mètres de longueur, il faut qu'il atteigne au niveau ponctuel une valeur minimum de 22–23% dans les sites 1 et 2, et de 9% pour le site 3 (fig. VI.15). **Tout ruissellement qui naît au niveau ponctuel ne se propage donc pas forcément jusqu'à 40 mètres**, ce qui est surtout vrai lorsque l'intensité pluviométrique est faible.

Fig. VI 15 Relations entre le ruissellement obtenu sur 40 m de versant (Kr 40) et celui sur 1 m de versant (Kr 1) pour les sites 1, 2 et 3



En l'absence d'une couverture végétale notable (moins de 20% de recouvrement), l'augmentation de longueur de la surface ruisselante se traduit par une réduction du volume ruisselé, mais qui est plus ou moins importante selon l'état de la surface du sol. C'est surtout la rugosité (présence d'obstacles, éléments grossiers par exemple) qui diminue le plus fortement le volume ruisselé, alors qu'une surface sans obstacles, du type croûte, ne le réduit que modérément.

## 5. RUISSELLEMENT AU NIVEAU DU BASSIN VERSANT

Le changement d'échelles précédent ne correspond cependant qu'à un transfert limité dans l'espace des flux hydriques superficiels d'une même unité élémentaire de milieu, considérée comme homogène. Nous avons cherché à savoir ce que deviennent ces flux sur une plus longue distance au niveau global de la toposéquence, c'est-à-dire lorsqu'ils se propagent à travers la succession des unités élémentaires le long du versant. Ce niveau global correspond à l'unité hydrologique fonctionnelle, le bassin versant (cf. 2.211 et fig. VI.1). Les ruissellements ainsi mesurés sont présentés dans le tableau VI.9. La hauteur de chaque averse est la moyenne des 20 pluviomètres répartis sur le bassin versant.

**Tableau VI.9 – RUISSELLEMENT DU BASSIN VERSANT GÉNÉRAL  
POUR LES AVERSES AYANT DONNÉ LIEU À UN ÉCOULEMENT – 1988–1991**  
(H = hauteur moyenne en mm de l'averse; Kr BV = coefficient de ruissellement de l'averse en %)  
(? = absence de mesure par suite de problèmes techniques, mais l'averse a donné lieu à un ruissellement)

date	H	Kr BV	date	H	Kr BV
29.06.1988	23	1,3	30.08.1990	32	5,9
08.07	17	4,9	19.09	22	4,8
17.07	10	1,8	21.09	16	3,2
			22.09	12	2,0
27.07.1989	12	1,0	23.09	13	2,2
03.08	11	3,1			
21.08	21	1,1	07.06.1991	15	?
09.09	41	9,0	14.07	17	0,3
			19.07	18	4,7
17.05.1990	12	0,4	06.08	37	10,5
13.06	20	1,3	10.08	9	2,4
09.07	21	6,0	16.09	18	1,0
22.07	19	2,9	18.09	30	?
30.07	13	1,1	19.09	32	?
12.08	21	5,7	20.09	13	?
15.08	13	0,8			

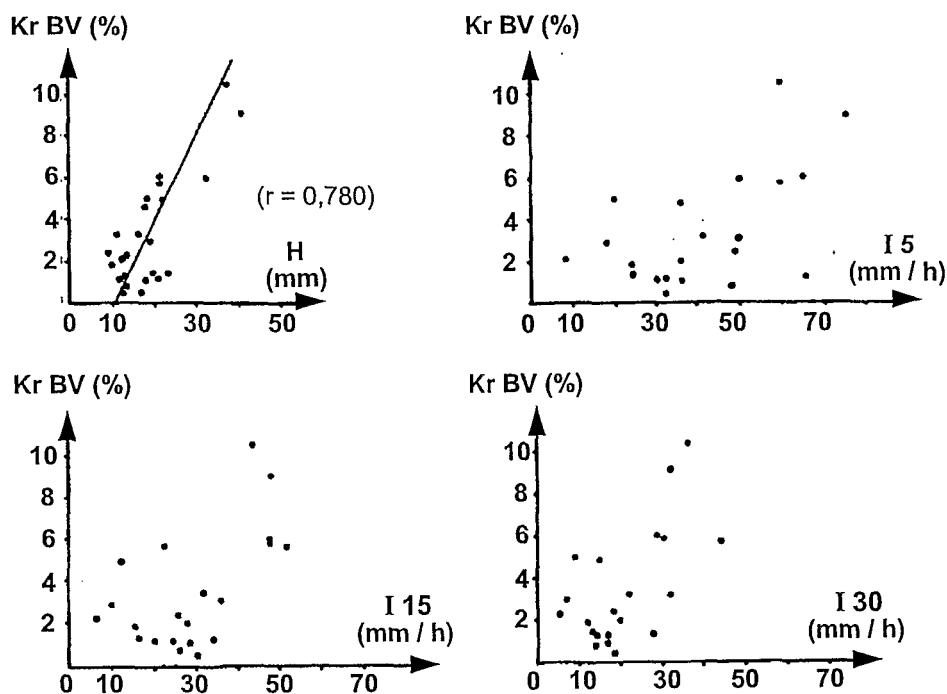
Pour la période considérée, 28 averses ont donné lieu à un ruissellement au niveau du bassin versant, alors qu'il y en a eu 41 à 44 pour les parcelles P1, P2 et P3, et 28 pour le mini-bassin versant MBV (tableau VI.8). Comme ce dernier, le bassin versant ruisselle donc moins souvent que les parcelles, mais sa surface susceptible de ruisseler est beaucoup plus grande que celle du mini-bassin versant. De plus, la gamme des coefficients de ruissellement du bassin versant est plus large que celle du mini-bassin versant, mais elle reste malgré tout limitée. En première approximation, **le passage d'une surface de quelques hectares à quelques kilomètres carrés ne se traduit pas par une diminution notable du ruissellement**, comme cela est le cas lors du passage d'une surface de quelques centaines de mètres carrés (parcelles) à quelques hectares (MBV). Dans ce dernier cas, il faut toutefois rappeler que des conditions de milieu (colluvions grossières) favorisaient fortement l'infiltration au détriment du ruissellement. Il semble donc qu'à partir d'une certaine surface, l'écoulement soit peu variable dans son intensité.

Les corrélations entre le coefficient de ruissellement du bassin versant (Kr BV) et les caractéristiques de la pluie ayant donné ce ruissellement (tableau VI.10; fig. VI.16) montrent qu'il existe une relation significative entre Kr BV et la hauteur de l'averse. Par contre, la corrélation entre Kr BV et les intensités pluviométriques maximales pour une durée donnée est d'autant moins significative que l'intensité maximale est calculée sur une plus courte durée. Or, plus l'intensité maximale concerne une période longue, plus elle atteint une valeur semblable à la hauteur précipitée. **A l'échelle du bassin versant, c'est donc surtout la hauteur de pluie qui conditionne le ruissellement, alors que l'intensité pluviométrique n'intervient que secondairement.** Il faut cependant émettre des réserves concernant ce résultat, car nous avons vu que l'intensité pluviométrique présente parfois une variabilité spatiale notable selon les sites (tableau VI.6), ce que nous n'avons pas pu prendre en compte ici, car nous ne disposons que d'un seul pluviographe pour l'ensemble du bassin versant. Ainsi, les intensités réelles de certaines averses ont pu être très différentes de celles indiquées par le pluviographe, car les averses, toujours très localisées dans l'espace, ne sont pas toutes centrées autour de l'emplacement du pluviographe. D'où l'importance de la distribution spatiale des pluies au niveau du bassin versant.

Tableau VI.10 - COEFFICIENTS DE CORRÉLATION ENTRE LE RUISSELLEMENT DU BASSIN VERSANT (Kr BV) ET LES CARACTÉRISTIQUES DE L'averse AYANT DONNÉ CE RUISSELLEMENT  
(H = hauteur de l'averse; I5, I10, ... = intensité maximale de l'averse en 5, 10, ... mn; n = 22 à 24)

	H	I5	I10	I15	I20	I30	I40
Kr BV	0,780	0,550	0,556	0,597	0,601	0,647	0,721

Fig. VI 16 - Relation entre le coefficient de ruissellement du bassin versant (Kr BV) avec la hauteur précipitée (H) et les intensités maximales en 5, 15, 30 mm (I 5, I 15, I 30)

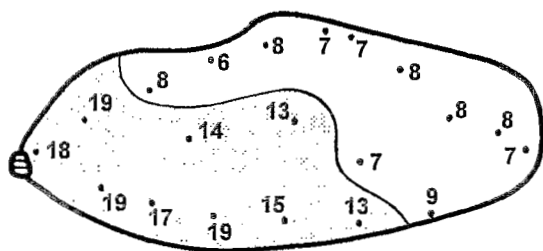


Une averse de faible importance et peu intense (12 mm en moyenne, 25 mm/h en 10 mn) comme celle du 27 juillet 1989 (fig. VI.17) mais dont la hauteur maximum est centrée sur l'aval du bassin versant engendre un ruissellement au niveau de ce dernier. Par contre, une averse de même hauteur moyenne (26 juillet 1988; fig. VI.17), mais beaucoup plus intense (75 mm/h en 10 mn et 40 mm/h en 30 mn), et dont le maximum précipité est localisé sur le nord du bassin, n'a produit aucun ruissellement à son exutoire. Des pluies plus importantes et contrastées entre l'amont et l'aval et dont l'intensité est soit très faible (22 juillet 1990), soit très forte (14 juillet 1991; fig. VI.17), donnent un ruissellement différent au niveau du bassin versant. **La distribution spatiale des pluies influence donc notablement la proportion de la quantité ruisselée à l'exutoire du bassin versant.** La pluie du 29 juin 1988 (fig. VI.17), semblable dans sa distribution spatiale à celle du 26 juillet 1988, fournit un ruissellement notable, alors que cette dernière n'a pas ruisselé : c'est la plus forte hauteur précipitée qui permet un ruissellement le 29 juin, malgré une intensité plus faible que lors de la pluie du 26 juillet. D'où le rôle prépondérant de la hauteur de l'averse par rapport à l'intensité

## Fig. VI 17 - Types de distribution spatiale d'averses au niveau du bassin versant

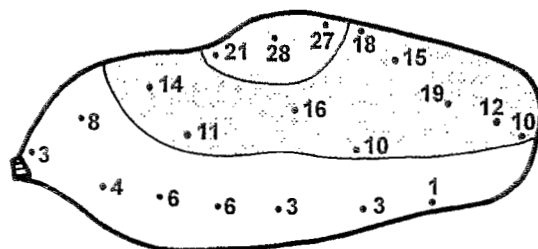
(H = hauteur moyenne de l'averse ; Kr BV = coefficient de ruissellement du bassin versant ;  
I<sub>10</sub> et I<sub>30</sub> = intensité pluviométrique maximale en 10 et 30 mn)

27.07.89



H = 12 mm      Kr BV = 1,0 %  
I<sub>10</sub> = 25 mm/h      I<sub>30</sub> = 18 mm/h

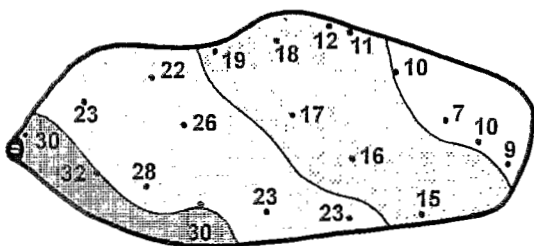
26.07.88



H = 12 mm      Kr BV = 0,0 %  
I<sub>10</sub> = 75 mm/h      I<sub>30</sub> = 40 mm/h

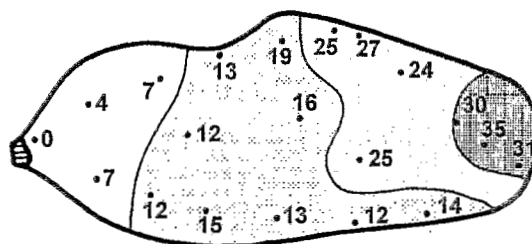


22.07.90



H = 19 mm      Kr BV = 2,9 %  
I<sub>10</sub> = 12 mm/h      I<sub>30</sub> = 7 mm/h

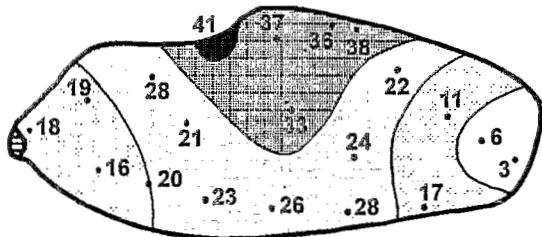
14.07.91



H = 17 mm      Kr BV = 0,3 %  
I<sub>10</sub> = 80 mm/h      I<sub>30</sub> = 60 mm/h

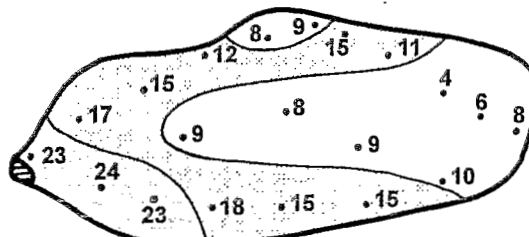
0      1      2 km

29.06.88



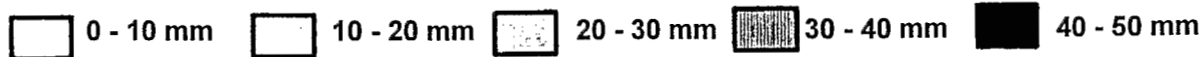
H = 23 mm      Kr BV = 1,3 %  
I<sub>10</sub> = 48 mm/h      I<sub>30</sub> = 18 mm/h

23.09.90



H = 13 mm      Kr BV = 2,2 %  
I<sub>10</sub> = 8 mm/h      I<sub>30</sub> = 6 mm/h

Hauteur de pluie :

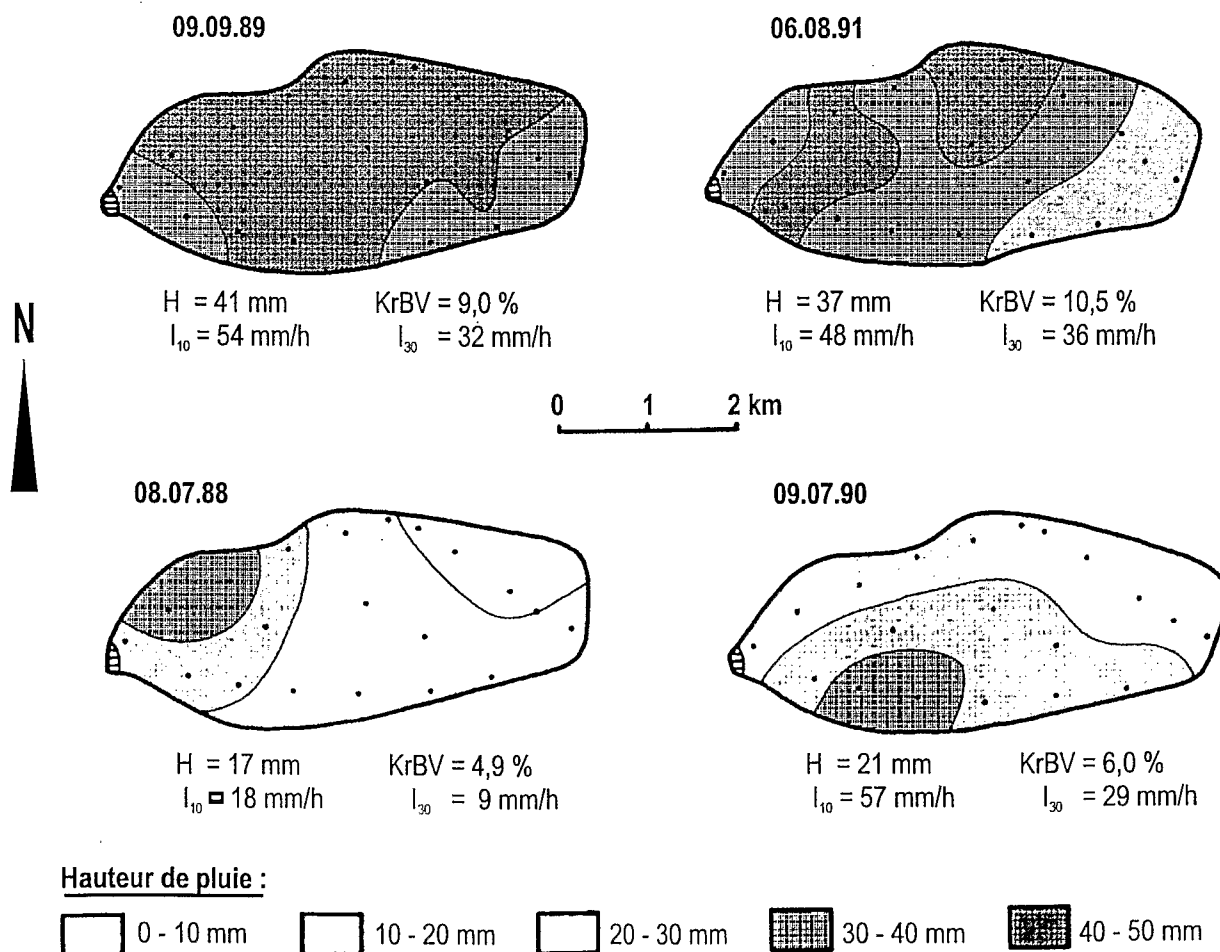


**pluviométrique**, ce qui s'observe très nettement lors de l'averse du 23 septembre 1990 (fig. VI.17). Malgré une intensité très faible, il y a un ruissellement notable à l'exutoire, car le maximum de l'averse est concentrée sur la zone la plus à l'aval du bassin. Des pluies centrées sur l'aval, comme celles des 8 juillet 1988 et 9 juillet 1990 (fig. VI.18), dont le maximum précipité est plus important, donnent des ruissellemets relativement élevés. **Plus la hauteur précipitée est forte et plus l'averse est localisée vers l'aval du bassin versant, plus le ruissellement global de celui-ci est élevé.**

Les pluies importantes (de 30 à 50 mm; 9 septembre 1989 et 6 août 1991; fig. VI.18), dont la distribution est moins contrastée spatialement que les précédentes, mais avec une intensité notable (50 mm/h en 10 mn et 34 mm/h en 30 mn), sont celles qui fournissent les plus forts ruissellemets observés au niveau du bassin, soit respectivement 9 et 10,5%. **Pour qu'un ruissellement de l'ordre de 10% se produise à l'échelle du bassin versant, il est nécessaire d'avoir à la fois une forte pluviométrie avec une répartition généralisée sur le bassin versant et une intensité élevée.**

**Fig. VI 18 - Types de distribution spatiale d'averses au niveau du bassin versant**

(H = hauteur moyenne de l'averse ; KrBV = coefficient de ruissellement du bassin versant ;  
 $I_{10}$  et  $I_{30}$  = intensité pluviométrique maximale en 10 et 30 mn)

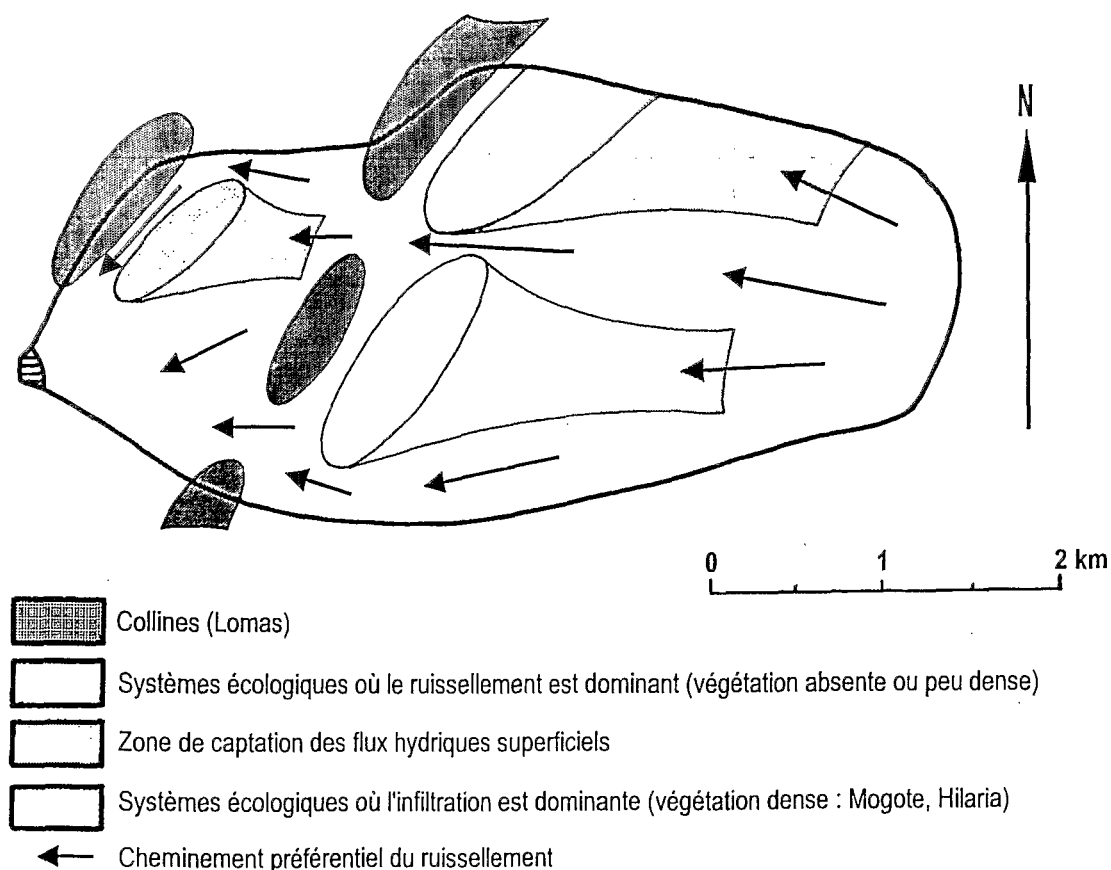


Un ruissellement prenant naissance à l'amont du bassin ne parvient donc pas forcément à l'exutoire de celui-ci. Cela laisse supposer que cet écoulement est plus ou moins intercepté lors de son cheminement. Cela suggère aussi que c'est la zone aval qui contribue essentiellement au ruissellement du bassin versant. **L'écoulement au niveau global du bassin dépend donc avant tout de la répartition spatiale de la pluie, pour les pluies jusqu'à 25 mm environ, et de la hauteur totale de l'averse, pour les pluies d'au moins 30 mm à condition qu'elles soient réparties uniformément.** Dans ce dernier cas, la surface du sol est saturée en tous points du bassin et il y a donc une tendance vers le ruissellement qui devient alors le processus prépondérant. Si la pluie n'atteint pas 30 mm, il apparaît alors des zones à ruissellement préférentiel et des zones d'infiltration et de piégeage de l'eau, car la surface du sol, non saturée totalement, peut encore absorber l'eau. La redistribution de l'eau le long du versant est donc très nuancée selon les pluies, leur hauteur et leur répartition spatiale, ainsi que par les obstacles rencontrés lors du cheminement des flux.

## 6. BILAN DES TRANSFERTS HYDRIQUES AU NIVEAU DU BASSIN VERSANT

Le ruissellement est le processus largement dominant le long du versant lorsque le taux de couverture végétale est faible. Cela est le cas pour la majorité des systèmes écologiques du bassin, du piedmont

Fig. VI 19 - Redistribution schématique des flux hydriques superficiels au niveau du bassin versant (BV)





jusqu'à la *bajada* inférieure, le relief ayant un comportement particulier. Ces systèmes sont donc essentiellement des zones de transit pour les flux hydriques superficiels, fournissant d'importants apports en eau aux zones situées plus en aval. La lame ruisselée au niveau global du bassin versant devrait donc être très importante. Il n'en est rien, car l'écoulement à l'exutoire du bassin ne représente qu'une très faible proportion de la quantité précipitée, bien que ce flux ait eu la possibilité de se déplacer sur une grande distance en traversant successivement différentes unités le long du versant. **Le ruissellement est donc intercepté dans son cheminement amont-aval, et cette interception ne peut être due qu'aux systèmes écologiques où la végétation est dense** (fig. VI.19).

La distribution spatiale des averses n'est pas uniforme au niveau du bassin versant, ce qui est dû à la non coïncidence de la taille du champ pluviométrique avec la taille du bassin versant et au caractère localisé des pluies. De plus, d'un événement à l'autre, cette distribution spatiale des averses est variable. **Le bilan global de l'écoulement au niveau du bassin est ainsi conditionné par cette double variabilité, spatiale et temporelle, des pluies** et par la **localisation dans le paysage des systèmes écologiques à couvert végétal dense** (*Mogote, Hilaria*). Dans la zone amont de ces derniers, le ruissellement se propagerait plus vers l'aval s'il ne rencontrait pas les plages de végétation dense qui forme obstacle à son cheminement normal. Le flux est alors capté à ce niveau, d'autant plus facilement que la pente est faible et qu'il existe un microrelief qui piège l'eau. **L'amont des systèmes Mogote et Hilaria** correspond ainsi à un **impluvium** qui capte au profit de ces systèmes les flux hydriques superficiels. Il en résulte ainsi un **double apport en eau** à ces systèmes, la pluie et le ruissellement.

## 7. CONCLUSION

D'une manière générale, **le ruissellement prend naissance à tous les niveaux de la toposéquence**, mais son intensité dépend de la nature et de l'organisation des systèmes écologiques qu'il rencontre dans son cheminement.

Pour les **unités de milieu où le couvert végétal est peu dense** (moins de 30 à 40% de recouvrement) et très discontinu, c'est-à-dire la majorité des systèmes écologiques de la toposéquence (du piedmont jusqu'à la *bajada* inférieure), **le ruissellement se propage avec la même intensité dans les premiers mètres de son cheminement**. C'est à partir d'une dizaine de mètres de transfert que l'écoulement est modifié. D'une manière générale, **l'augmentation de la longueur ruisselante se traduit par une diminution du ruissellement**. Mais celui-ci, en présence d'une **croûte superficielle, reste pratiquement constant sur plusieurs dizaines de mètres** de longueur, alors qu'une couverture d'éléments grossiers le réduit d'environ moitié.

Sur des **petites surfaces** (quelques centaines de m<sup>2</sup>), c'est **l'intensité pluviométrique maximum en 10 à 20 mn qui détermine le ruissellement**, ce qui traduit une réaction quasi-instantanée du milieu à l'écoulement. Mais pour que ce dernier se propage sur au moins 40 mètres de longueur, la pluie doit se prolonger pendant au moins 20 mn avec une intensité minimum de 8 à 10 mm h<sup>-1</sup>.

A l'échelle du bassin versant, le ruissellement est très faible et très inférieur aux valeurs qu'il atteint au niveau des petites surfaces. Cela s'explique par la distribution spatiale très hétérogène des pluies au niveau du bassin. Mais cette très forte réduction des flux hydriques superficiels est due essentiellement à leur **interception par des obstacles** lors de leur cheminement amont-aval. Ces obstacles sont constitués par les **plages de végétation dense**, comme celles des systèmes écologiques *Mogote* et *Hilaria*, qui correspondent ainsi à des sites privilégiés recevant des quantités d'eau bien supérieures à la simple pluviométrie. Localement, l'aridité climatique se trouve ainsi compensée grâce à un bilan hydrique très favorable, ce que reflète la végétation par sa physionomie très contrastée par rapport à celle des milieux environnants.

## CHAPITRE VII

### L'EAU DANS LE SOL

L'étude du devenir de l'eau à l'interface sol-atmosphère et celle des transferts des flux hydriques superficiels ont montré que les quantités d'eau infiltrées dans le sol sont généralement peu importantes pour l'ensemble des systèmes écologiques de la toposéquence. Dans ce cas, l'évaporation épuise très rapidement la faible réserve hydrique qui s'est constituée. Cependant, **pour quelques-uns de ces systèmes écologiques, l'eau qui parvient à leur surface s'infiltré davantage qu'elle ne ruisselle et un stock hydrique notable s'accumule dans le sol.** Quelle est l'importance de ce stock et comment évolue-t-il dans le temps ? C'est à ces interrogations que ce chapitre essaye de répondre.

#### 1. INTRODUCTION : PROBLEMATIQUE

##### 1.1. DÉMARCHE

Nous savons que la quantité d'eau stockée par le sol est d'abord conditionnée par la couverture végétale et par l'état et la nature de la partie superficielle du sol (cf. chapitre V). Mais cette quantité dépend aussi des propriétés intrinsèques du sol, lesquelles déterminent une capacité potentielle de stockage en eau. Classiquement, trois processus sont généralement invoqués pour expliquer la dynamique du stock hydrique :

- consommation par le système racinaire (transpiration);
- évaporation directe par la surface (dynamique verticale ascendante);
- drainage vers la base du sol (dynamique verticale descendante).

En combinant leur action, ces trois mécanismes provoquent une diminution progressive du stock hydrique initial, jusqu'à ce qu'un nouvel apport intervienne, soit par la surface, soit par remontée de nappe. **Cette évolution temporelle du stock reflète un mode de fonctionnement hydrique** qui est caractéristique du milieu d'accueil et **que l'on peut mettre en évidence par un suivi diachronique. C'est la démarche que nous avons adoptée ici.** Notre but n'est pas d'établir un bilan hydrique journalier, comme par exemple dans le cas d'un suivi de culture, mais d'abord de déterminer ce qu'un événement pluvieux donné permet au sol d'emmagasiner et ensuite de mesurer comment disparaît ce stock. De la sorte, connaissant le comportement des principaux systèmes écologiques, c'est un bilan global du fonctionnement hydrique qui pourra être établi au niveau de la toposéquence.

## 1.2. LIMITES DE L'ÉTUDE

Avant de définir la méthodologie utilisée, il est indispensable de replacer le milieu édaphique considéré dans son contexte climatique et dans son environnement. Pour cela, deux points sont primordiaux, car ils orientent les recherches et limitent leur champ d'application.

Tout d'abord, dans la région concernée, et en particulier le long de la toposéquence, il n'y a pas de nappes souterraines proches de la surface. Celles qui existent sont en effet situées à plusieurs dizaines de mètres de profondeur, comme l'ont montré plusieurs forages<sup>1</sup>. Les seules nappes peu profondes (moins de 10 mètres) sont très localisées dans l'espace et sont situées surtout dans la zone la plus basse du bassin versant endoréique. **L'apport en eau au système sol ne se fait donc que par la surface (pluie et ruissellement), et il n'existe aucun apport par remontée de nappe.**

Ensuite, se posait le problème de savoir s'il existait un drainage interne dans le sol. Par drainage, nous entendons une exportation d'eau vers la profondeur, hors du système sol proprement dit, et en particulier hors de la zone d'activité racinaire, c'est-à-dire ici à plus d'un mètre de profondeur. Bien entendu, dans la partie supérieure du sol, l'eau n'est pas statique, et elle se redistribue sous l'effet de la gravité et des gradients de succion, ainsi qu'en fonction des propriétés propres du milieu d'accueil (Hillel, 1974). Mais ces redistributions sont ici très limitées spatialement. Pour mettre en évidence un drainage éventuel, seule une expérimentation, du type case lysimétrique, aurait permis de résoudre le problème de manière certaine. Nous n'avons cependant pas jugé utile de mettre en place un tel dispositif expérimental, étant données les conditions de milieu. En effet, avec une pluviométrie annuelle moyenne de l'ordre de 300 mm, dont la majeure partie se produit durant la période de plus forte insolation et donc de très forte demande évaporative, avec des averses individuelles n'excédant que très rarement une hauteur de 60 mm et dont une fraction seulement s'infiltré, avec des sols très peu perméables et à texture lourde sur les 60 cm superficiels dans les zones où l'infiltration est prépondérante, peut-on envisager raisonnablement l'existence d'un drainage ?

Nous avons cependant essayé de mettre en évidence un transfert hydrique éventuel vers la profondeur, à l'aide d'un réseau de tensiomètres (système DTM 5000 – NARDEUX) qui a été suivi durant une "saison des pluies". Ces appareils ont été installés tous les 20 cm, de 10 à 90 cm de profondeur, dans deux sites de la station *Hilaria*. Le fonctionnement des tensiomètres situés jusqu'à 50 cm n'a pas posé de problèmes particuliers. Par contre, pour ceux situés au-dessous, les résultats obtenus sont très difficilement exploitables. La principale difficulté résidait dans l'amorçage de ces appareils et lorsque celui-ci parvenait à être réalisé, à des charges qui n'étaient jamais inférieures à 650 hPa, même après une pluie notable, ces tensiomètres décrochaient très rapidement dans les 24 ou 48 heures. **Cela nous a amené à considérer le drainage, tel qu'il est défini ci-dessus, comme étant négligeable, voire inexistant, pour les sols de la toposéquence.** Diverses observations sont venues conforter par la suite cette hypothèse initiale. Par exemple, lors de la caractérisation hydrodynamique du sol où des quantités importantes d'eau ont été infiltrées expérimentalement (jusqu'à 200 mm), nous avons pu observer *in situ* le front d'humectation dans les fosses ouvertes immédiatement après ces infiltrations. Ce front d'humectation, dont

---

1. Ces forages ont été réalisés par la SARH (Secrétariat de l'Agriculture et des Ressources Hydrauliques du Mexique).

la limite zone humectée – zone sèche était toujours très tranchée, n'a jamais dépassé 50 à 60 cm de profondeur, malgré la quantité notable d'eau apportée.

Restait le choix des sites d'étude. Nous savons que les milieux se répartissent en deux groupes selon leur comportement vis-à-vis du ruissellement et de l'infiltration (cf. chapitre V). D'une part, les sites où le ruissellement est prépondérant mais pour lesquels le suivi du bilan hydrique est illusoire car la faible quantité d'eau qui n'est stockée que superficiellement, est reprise très vite par l'évaporation. D'autre part, les sites où l'accumulation de l'eau est notable et pour lesquels un suivi du stock hydrique se justifie. **Seuls les systèmes écologiques *Mogote* et *Hilaria* sont dans ce cas et ce sont eux qui sont concernés par le présent chapitre.**

Auparavant, il est indispensable de s'interroger sur le milieu édaphique d'accueil, car il conditionne largement la potentialité de constitution d'une réserve hydrique.

### 1.3. LE SOL, MILIEU D'ACCUEIL COMPLEXE

Parmi les nombreuses définitions du sol, celle proposée par Hillel (1974), qui reflète le point de vue d'un physicien du sol, nous paraît la plus complète. Pour cet auteur, *le sol est un système hétérogène, polyphasique, finement divisé, dispersé et poreux*. L'analyse de cette simple définition fait ressortir la complexité du système sol, et met en évidence les paramètres pertinents qu'il est nécessaire de prendre en compte si l'on veut caractériser le fonctionnement hydrique. Ces paramètres découlent essentiellement de la nature hétérogène du système. Celle-ci résulte de la composition du sol qui est constitué de matériaux très divers (en taille, forme, nature) ne possédant pas tous les mêmes propriétés. Ces matériaux *s'associent et interagissent pour créer des organisations structurées, nombreuses et variées, en formes et en tailles* (Guennelon et Calvet, 1988), qui définissent différentes architectures, lesquelles déterminent l'espace poral où l'eau et l'air circulent. Le sol est donc un arrangement d'éléments solides, mais qui, sans l'influence d'autres facteurs, resterait un système statique et inerte. En particulier, l'eau, par ses mouvements et par son action sur la phase solide de ce milieu structuré et organisé, élabore des mécanismes et des processus qui donnent au sol des propriétés fonctionnelles et une dynamique. La compréhension de ce fonctionnement hydrique nécessite donc la connaissance de deux types de paramètres imbriqués. D'une part, les paramètres qui caractérisent l'architecture du milieu, que l'on peut qualifier de **paramètres d'organisation ou d'état**, lesquels conditionnent pour une large part le fonctionnement. D'autre part, les paramètres qui déterminent plus ou moins directement ce dernier, que l'on peut qualifier de **paramètres hydrodynamiques ou de fonctionnement** (Bruckler *et al.*, 1988; Voltz et Bornand, 1988).

Mais la constitution hétérogène du sol en fait un milieu anisotrope, car ses caractéristiques d'état et de fonctionnement varient de façon aléatoire d'un site à un autre. Il en résulte une **variabilité spatiale des propriétés du sol** (Nielsen *et al.*, 1973; Peck *et al.*, 1977; Russo et Bresler, 1981a, b; Vauclin, 1983, 1986; Gascuel-Oudou, 1984a, 1986; Ruelle *et al.*, 1986; Voltz, 1986; Bruckler *et al.*, 1988), dont la conséquence est *qu'un phénomène étudié localement n'est pas transposable en tout point d'une même aire considérée comme homogène du point de vue pédologique. On ne peut donc prévoir la probabilité d'un certain comportement du sol en un point donné, si l'on n'a pas auparavant étudié la distribution spatiale des valeurs des paramètres phénoménologiques* (Guennelon et Calvet, 1988).

L'étude de l'évolution diachronique du stock hydrique du sol telle que nous l'avons envisagée passe donc au préalable par une caractérisation, à la fois ponctuelle et spatiale, des paramètres d'état et de fonctionnement du milieu édaphique d'accueil. Mais pour cela il fallait éviter de tomber dans le piège de l'exhaustivité en prenant en compte le plus grand nombre possible de ces paramètres. Cela était d'ailleurs difficilement réalisable du fait de contraintes économiques et des conditions particulières de la zone expérimentale (isolement, difficultés d'accès, absence de laboratoire), ce qui rendait impossible l'utilisation de méthodes expérimentales plus ou moins sophistiquées. Un choix s'imposait donc, qui nous a fait rechercher des *paramètres d'accès aisé* (Voltz et Bornand, 1988) et des méthodes simples à mettre en oeuvre, mais éprouvées, qui pouvaient aboutir à une caractérisation fiable du système sol et de son hétérogénéité spatiale au niveau de l'unité expérimentale de base, c'est-à-dire la parcelle. En effet, la superficie relativement importante des deux systèmes écologiques étudiés imposait une taille plus réduite pour les dispositifs expérimentaux. D'où le choix de la parcelle de quelques milliers de m<sup>2</sup>, celle-ci étant considérée comme représentative de l'ensemble du système considéré. Mais même à cette échelle stationnelle, il était nécessaire *d'optimiser la localisation ultérieure des sites de mesure* (Bruckler *et al*, 1988), car il n'était pas envisageable d'installer et de suivre ensuite un dispositif comprenant de trop nombreux points de mesures.

#### 1.4. CONCLUSION

**L'étude du fonctionnement hydrique du sol est envisagée par le biais d'un suivi diachronique du stock hydrique** présent dans le milieu édaphique, avec **deux hypothèses initiales** : 1) **l'apport en eau au système n'a lieu que par la surface du sol** (pluie et ruissellement); 2) **le drainage est nul**. La dynamique temporelle de ce stock dépend donc uniquement des apports, de l'évapotranspiration et des caractéristiques du milieu d'accueil. **Ce suivi est effectué pour les deux seuls systèmes écologiques, *Mogote* et *Hilaria*, pour lesquels le stockage hydrique est conséquent**. Une **double caractérisation préalable** du milieu édaphique d'accueil est **nécessaire** : d'une part, **les paramètres d'organisation et de fonctionnement hydrodynamique**, d'autre part, **la variabilité spatiale du stock hydrique** au niveau parcellaire afin de déterminer l'emplacement le plus pertinent pour les sites de mesures.

## 2. LA MESURE DE LA TENEUR EN EAU DU SOL : METHODE

La détermination du stock hydrique du sol passe d'abord par la mesure de la teneur en eau du milieu d'accueil. Pour effectuer celle-ci de manière diachronique, il fallait une méthode permettant de réaliser des mesures répétitives dans le temps et si possible au même endroit, afin de réduire au maximum les problèmes de variabilité spatiale au niveau stationnel. Parmi les diverses méthodes envisageables, nous avons retenu celle de l'humidimétrie neutronique qui, bien qu'étant une mesure indirecte de la teneur en eau, nous paraissait la mieux adaptée aux exigences ci-dessus. Mais cette méthode est inadaptée pour des mesures particulières (teneur en eau de la partie superficielle du sol; étude de la variabilité spatiale du stock hydrique au niveau parcellaire). Cela nous a amené à utiliser une méthode complémentaire, la méthode gravimétrique.

teneur en eau du sol peut être calculée en humidité massique ou pondérale (Hm) qui s'exprime en % ou en  $\text{g g}^{-1}$  (que l'on assimile à  $\text{cm}^3 \text{g}^{-1}$ ). Il est cependant préférable d'exprimer cette teneur en eau par rapport au volume du contenant, de manière à ce que les résultats soient comparables entre les sols. On utilise alors l'humidité volumique (Hv), exprimée en % ou en  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ . Hv est déduite de Hm en utilisant la masse volumique apparente du sol en place (MVA,  $\text{g.cm}^{-3}$ ) selon la relation  $Hv = Hm \times MVA$ .

## 2.1. MÉTHODE DIRECTE PAR GRAVIMÉTRIE

Cette méthode traditionnelle consiste à déterminer la différence de masse entre l'échantillon *in situ* et séché à  $105^\circ\text{C}$ . Elle donne des résultats fiables à condition d'effectuer quelques répétitions pour un même site. Mais elle est fastidieuse et surtout elle est destructive, c'est pourquoi elle est difficilement utilisable à grande échelle et sur la longue durée.

Nous avons adapté cette méthode aux sols étudiés car la plupart de ceux-ci contiennent du sulfate de calcium (gypse,  $\text{SO}_4\text{Ca}, 2\text{H}_2\text{O}$ ). Lors du chauffage à  $105^\circ\text{C}$ , la perte de poids correspond à l'évaporation de toute l'eau présente dans le sol, y compris l'eau de constitution du gypse, laquelle n'est pas de l'eau "utilisable". D'où une surestimation de la teneur par chauffage à  $105^\circ\text{C}$ . Pour éviter cela, les échantillons n'ont été chauffés qu'à  $50\text{--}55^\circ\text{C}$  maximum, jusqu'à poids constant, ce qui laisse intacte l'eau de constitution du gypse (Nelson *et al.*, 1978). Ce procédé allonge notablement la durée de séchage de l'échantillon (8 à 10 jours en moyenne).

## 2.2. MÉTHODE INDIRECTE PAR HUMIDIMÉTRIE NEUTRONIQUE

### 2.2.1. Rappel théorique

Des neutrons rapides, provenant d'une source constituée le plus souvent d'un mélange américium – béryllium, sont émis radialement dans le sol où ils entrent en collision avec les divers noyaux atomiques présents, ce qui a pour effet de leur faire perdre plus ou moins rapidement leur énergie cinétique. La perte de celle-ci est maximale lorsque le neutron entre en collision avec une particule de masse à peu près égale à la sienne, ce qui est le cas avec les noyaux d'hydrogène. Ainsi, après 18 chocs avec un noyau d'hydrogène, le neutron rapide devient un neutron lent ou thermique, alors que 150 collisions sont nécessaires dans le cas de l'oxygène et plusieurs centaines pour les noyaux de masse atomique plus élevée. En un temps donné, un neutron thermique a donc les plus fortes probabilités d'avoir été ralenti par un noyau d'hydrogène. Il a été ainsi montré que le ralentissement des neutrons rapides dans le sol est proportionnel à la teneur en hydrogène. Il suffit alors de compter les neutrons lents produits pour obtenir une valeur liée à la teneur en eau du sol. Cette opération est effectuée à l'aide d'un détecteur de neutrons lents situé à proximité de la source émettrice des neutrons rapides. Les neutrons thermiques se dispersent au hasard en tous sens autour de la source, et chaque fois que l'un d'entre eux rencontre le détecteur, il est absorbé et une impulsion est émise et comptabilisée (Gardner and Kirkham, 1952; Van Bavel *et al.*, 1956; Kirkham and Kunze, 1962; Maertens *et al.*, 1965; Hillel, 1974).

## 2.22. Protocole de mesures

L'appareil utilisé est un humidimètre SOLO 25 (Société Nardeux) équipé d'une source  $^{241}\text{AmBe}$ . L'ensemble source-détecteur, que l'on déplace dans un tube d'accès en alliage d'aluminium préinstallé dans le sol, est relié par un câble au compteur d'impulsions des neutrons lents. Les mesures ont été réalisées tous les 10 cm, de 10 à 100 cm de profondeur, avec utilisation en surface d'un réflecteur en polyéthylène de manière à limiter les pertes de neutrons thermiques vers l'atmosphère lors de la mesure près de la surface. A chaque niveau de mesure, deux comptages en "temps long" (durée de comptage 32 secondes pour chacun) ont été effectués. L'appareil étant étalonné pour donner une valeur 1000 dans l'eau (avec des tubes d'accès en alliage d'aluminium), une dizaine de mesures étaient réalisées dans un fût rempli d'eau avant et après chaque série de mesures, de manière à corriger la dérive de l'appareil liée à l'émission aléatoire des neutrons. Du fait de cette dernière, chaque mesure "brute" ( $N_i$ ) est ensuite exprimée en valeur corrigée ( $N$ ) à partir du rapport entre la valeur donnée par l'humidimètre dans l'eau ( $n_i$ ) et celle théorique de 1000 ( $n_0$ ) :  $N = N_i \times (n_0/n_i)$ . L'appareil utilisé a toujours donné lieu à une dérive, qui a varié dans le temps (valeur relative de 1 à 3%) par rapport au point eau théorique  $n_0$  ( $n_i$  variant de 960 à 1025). Les valeurs obtenues ont été traitées à l'aide du logiciel BHYSON (Poss, 1987).

En un point donné, les neutrons rapides explorent un volume de type ellipsoïde faiblement aplati, de "rayon"  $R$  (en cm) =  $15 (100/Hv)^{1/3}$ ,  $Hv$  étant l'humidité volumique exprimée en % (Van Bavel *et al.*, 1956). Le volume ainsi exploré est d'autant plus grand que le sol est plus sec : d'un diamètre de l'ordre de 35 cm aux fortes humidités, la "sphère" d'influence atteint 65 cm en sol sec. Dans le cas de mesures rapprochées sur une même verticale, l'humidimètre explore ainsi un cylindre de sol de diamètre variable selon l'humidité. Bien que la source de neutrons rapides réagisse surtout aux zones les plus proches d'elle, les mesures espacées de 10 cm ne sont pas indépendantes entre elles, car chaque mesure en un point  $Z$  prend en compte une partie de l'humidité de  $Z+10$  et de  $Z-10$ , et cela d'autant plus que le sol est sec. Il en résulte un lissage de la courbe d'humidité en fonction de la profondeur, ce qui augmente la validité du calcul de stock hydrique pour une tranche donnée de sol. Spatialement, pour que deux sites de mesures soient totalement indépendants l'un de l'autre, il faut une distance minimum d'environ 40 cm entre ces deux sites à l'état sec.

## 2.23. Précision des mesures

Les sources d'erreurs des mesures effectuées avec l'humidimètre, et la précision de celles-ci, ont été étudiées en particulier par Sinclair et Williams (1979), Greacen (1981), Haverkamp *et al.* (1984), Vauclin *et al.* (1984), Poss (1984, 1991). Nous rappelons ci-dessous les principales conclusions de ce dernier auteur qui s'appliquent en grande partie à la présente étude, l'humidimètre utilisé étant le même dans les deux cas et le protocole de mesures semblable.

En ce qui concerne l'étalonnage de l'humidimètre par gravimétrie, il est souhaitable d'utiliser une méthode de calcul non biaisée des paramètres de régression, telle que celle proposée par Haverkamp *et al.* (1984), car les deux variables servant à établir cette régression ( $Hv$  et  $N$ ) sont entachées d'erreur. En utilisant ces deux variables sans tenir compte des erreurs qui leur sont associées, les coefficients de la régression sont biaisés. Un minimum de 15 couples  $Hv$  et  $N$  est nécessaire afin de couvrir la gamme la plus large possible d'humidités du sol



de manière à augmenter la précision de l'étalonnage. De plus, plusieurs répétitions de prélèvements gravimétriques pour un même comptage neutronique sont recommandées, car la variance sur Hv est toujours plus élevée que sur N. Les mesures de point eau de l'humidimètre doivent être réalisées très fréquemment pour corriger la dérive de l'appareil, mais c'est un impératif d'ordre général dès que l'on effectue des séries de mesures avec celui-ci.

Nous avons résumé dans les tableaux VII.1 et VII.2 les principaux résultats obtenus par Poss (1991) concernant les écart-types (intervalle de confiance au seuil 95%) sur les humidités volumiques et sur les stocks hydriques, en fonction de la densité des mesures et de la profondeur de celles-ci.

Tableau VII.1 – ECARTS-TYPES MOYENS SUR LES HUMIDITÉS VOLUMIQUES ET LEURS VARIATIONS (EN CM<sup>3</sup> CM<sup>-3</sup>) EN FONCTION DU NOMBRE DE SITES DE MESURES PAR PARCELLE ET DE LA PROFONDEUR DE LA MESURE (d'après Poss, 1991)

nbre de sites par parcelle	Humidité (à une date donnée)		Variation d'humidité (entre deux dates successives)	
	5 cm	15-195 cm	5 cm	5-195 cm
1 site	0,021	0,019	0,013	0,003
4 sites	0,021	0,009	0,015	0,009
30 sites	0,015	0,004	0,010	0,004

Tableau VII.2 – ECARTS-TYPES MOYENS SUR LES STOCKS HYDRIQUES ET LEURS VARIATIONS (EN MM D'EAU) POUR LA TRANCHE DE SOL 0-150 CM EN FONCTION DU NOMBRE DE SITES DE MESURES PAR PARCELLE (d'après Poss, 1991)

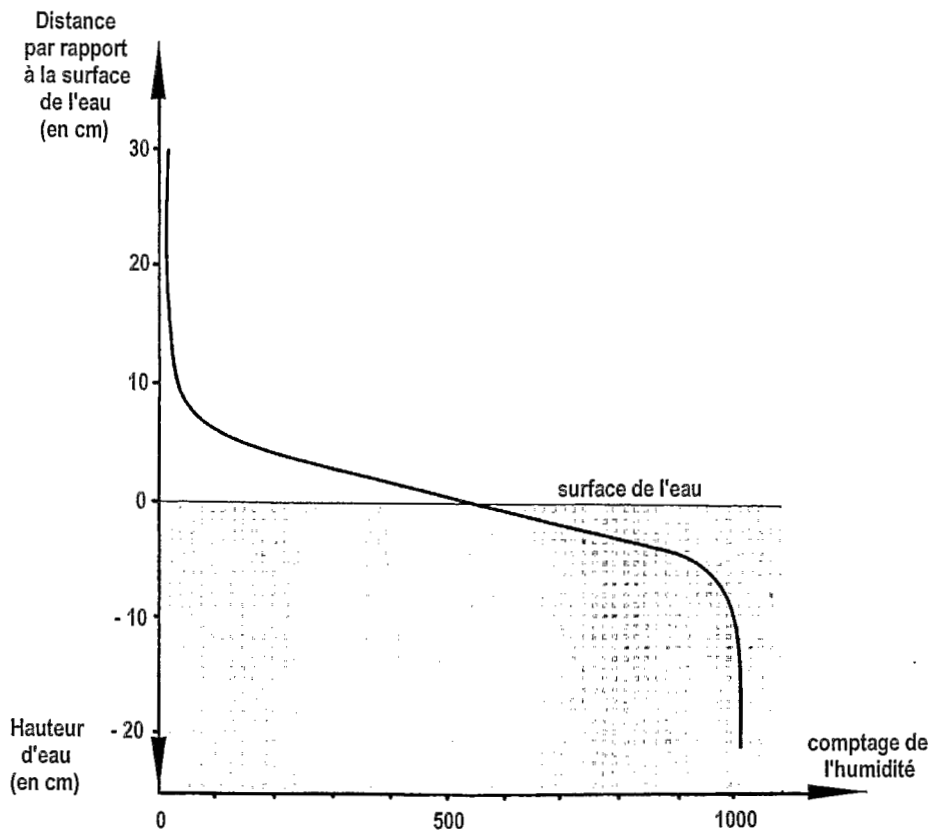
nbre de sites par parcelle	Stock (à une date donnée)	Variation de stock (entre deux dates successives)
	1 site	8,9
4 sites	4,3 à 5,7	4,3 à 6,1
30 sites	2,9 à 3,2	3,8 à 4,1

Perez (1994) parvient à des résultats semblables pour différents sols cultivés du Sud Saloum, au Sénégal. En ce qui concerne l'écart-type moyen sur l'humidité (intervalle de confiance au seuil de 95%), cet auteur l'estime à 0,03 cm<sup>3</sup> cm<sup>-3</sup> jusqu'à 20 cm de profondeur, et à 0,02 cm<sup>3</sup> cm<sup>-3</sup> au-dessous. Sur le stock hydrique de la tranche 0-200 cm, l'écart-type maximum est de 13,5 mm. En zone sahélienne du Burkina-Faso, pour un stock hydrique évoluant de 50 à 150 mm, Lamachère et Serpantié (1991) ont calculé que ce stock est estimé à 10 mm près.

L'augmentation du nombre de sites améliore la précision de la mesure, mais il n'est pas indispensable de multiplier les sites, car l'erreur liée à l'étalonnage introduit un facteur indépendant du nombre de tubes utilisés. La mesure proche de la surface (5 cm dans le cas Poss) est la plus imprécise car elle présente une variance supérieure à celle des niveaux inférieurs. Cette mesure est cependant indispensable à effectuer, car c'est essentiellement dans la partie supérieure du sol, particulièrement dans le cas de la présente étude, que se concentre

une fraction importante de l'eau infiltrée. Nous avons réalisé cette mesure de surface à 10 cm de profondeur, avec emploi en surface d'un réflecteur de neutrons lents, ce qui permet une exploration complète de la tranche de sol 0-20 cm, même à l'état humide, compte tenu du volume d'influence de la source de neutrons rapides. Nous avons vérifié expérimentalement la validité de cette mesure à 10 cm, en effectuant des mesures à différentes profondeurs d'un fût rempli d'eau, ainsi qu'au-dessus de la surface de la nappe d'eau (fig. VII.1). C'est lorsque la source de neutrons rapides est immergée de 9 à 10 cm que le comptage devient maximum. Une mesure à 5 cm augmente fortement le risque de déperdition vers l'extérieur des neutrons thermiques, d'où une sous-estimation de l'humidité, alors qu'une première mesure à 15 cm seulement est peu représentative de l'humidité de la partie la plus superficielle du sol.

Fig. VII 1 - Comptage de l'humidimètre Solo 25 par rapport à la surface d'une nappe d'eau (mesures dans un fût)



Lorsqu'on étudie les différentes composantes de la variance, la composante spatiale est la plus importante dans tous les cas, aussi bien vis-à-vis de la variance instrumentale, que de la variance de positionnement de l'appareil et que de la variance d'autocorrélation lors des mesures successives. Cela montre la nécessité d'adopter un dispositif expérimental qui permette d'évaluer la composante spatiale. En définitive, la précision au niveau parcellaire sur les humidités, les stocks et leurs variations, dépend peu de la précision de l'appareil lui-même, mais surtout de la difficulté à intégrer la variabilité spatiale, en particulier lors de l'étalonnage, car il faut prélever des échantillons représentatifs de ce qui est mesuré par l'appareil, ce qui n'est pas le cas lors de l'étalonnage gravimétrique, comme nous l'avons souligné précédemment. Cela pose le problème de

l'implantation des sites de mesures au niveau d'une station, ceux-ci devant permettre, à partir de mesures très ponctuelles et discontinues, d'estimer un comportement parcellaire global. *La connaissance de l'organisation des sols dans l'espace reste donc plus que jamais d'actualité* (Poss, 1991).

## 2.24. Etalonnage de l'humidimètre

Hormis la fiabilité de l'appareil lui-même, en particulier sa dérive, le problème principal de cette méthode consiste à relier le nombre d'impulsions comptabilisées par le détecteur de neutrons lents avec la teneur en eau du sol. D'où un **problème délicat d'étalonnage qui conditionne largement la validité des mesures d'humidité du sol** par cette méthode.

### 2.231. Principe

Pour un sol donné, le comptage neutronique réalisé par l'humidimètre ( $N$ , valeur corrigée) est relié à l'humidité volumique du sol ( $H_v$ ) par une relation linéaire (Gardner et Kirkham, 1952) du type :  $H_v = a_1 N + a_0$ ,  $a_1$  et  $a_0$  étant des constantes caractéristiques du sol. Il suffit donc d'établir cette relation pour un sol donné, voire un horizon. En fait, la plupart des auteurs *assimile cette courbe d'étalonnage à une droite dans l'intervalle des humidités rencontrées dans les sols, ce qui est confirmé par la plupart des résultats expérimentaux présentés dans la littérature, bien que cela soit en désaccord avec les résultats théoriques d'Olgaard*, qui montre que *la courbe réelle d'étalonnage n'est pas rigoureusement une droite sur toute la gamme de teneur en eau rencontrée dans le sol* (Couchat, 1977). Nous avons utilisé deux méthodes d'étalonnage pour établir la relation  $H_v = f(N)$ .

#### • Etalonnage gravimétrique

A un comptage neutronique effectué à une profondeur donnée est associée une mesure gravimétrique de la teneur en eau à la même profondeur. En pratique, le prélèvement de sol est effectué à proximité du tube d'accès de l'humidimètre, avec 2 ou 3 répétitions. Compte tenu de la variabilité spatiale des propriétés du sol, cela introduit un **biais dans la méthode**, car il n'y a pas concordance géographique des sites comptage et prélèvement, car ils sont distants de 0,5 à 1 mètre l'un de l'autre. Cette opération d'étalonnage est réalisée sur un sol préalablement humidifié, dont on suit le ressuyage. Plusieurs couples prélèvement-comptage sont alors réalisés à différentes humidités, de manière à couvrir une gamme la plus large possible d'humidités, afin d'augmenter la précision de la pente de la droite de régression. Un tel étalonnage perturbe notablement le site dans un rayon d'un mètre autour du tube d'accès de l'humidimètre (15 à 20 profils gravimétriques, piétinement de la surface). Ce site ne peut donc être utilisé ultérieurement pour le suivi de la teneur en eau, d'où l'introduction d'un **second biais**, qui peut être évité si l'étalonnage est effectué *à posteriori*, ce qui est rarement le cas. Mais cela n'empêche pas le biais de discordance de localisation entre les sites comptage et prélèvement.

En définitive, **le site que l'on étalonne ne correspond pas au site où sont effectués ensuite les comptages neutroniques**. La validité de cet étalonnage est donc fortement liée à la variabilité spatiale des propriétés du milieu édaphique considéré. Cette méthode est cependant couramment utilisée, à condition toutefois que la gamme d'humidité soit suffisamment large.

• *Étalonnage au bloc graphite*

Cette méthode consiste à étudier le comportement d'un échantillon de sol dans un bloc graphite, ce qui permet de déterminer des constantes caractéristiques de la composition chimique du sol (Couchat, 1967; Couchat *et al.*, 1975). La courbe d'étalonnage obtenue s'assimile à une droite de la forme :  $N = (a \text{ MVA} + b) \text{ H}_v + c \text{ MVA} + d$ , où N est le comptage neutronique corrigé, a, b, c et d sont les constantes déterminées au bloc graphite pour un sol donné,  $\text{H}_v$  l'humidité volumique (%) et MVA la masse volumique apparente sèche du sol ( $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ ). Cette dernière est donc un paramètre important, car elle influe à la fois sur la pente et sur l'ordonnée à l'origine de la droite d'étalonnage. Mais cette influence se traduit différemment selon la texture du sol. Ainsi, *en sol argileux, la courbe d'étalonnage se déplace plus ou moins parallèlement à elle-même d'une valeur liée étroitement à la densité sèche (MVA)*, alors qu'en sol sableux, il y a *peu de translation de la courbe, mais sa pente sera très sensible à la densité sèche* (Couchat, 1977). Cette méthode permet de s'affranchir des biais mentionnés ci-dessus pour la méthode gravimétrique, car l'échantillon de sol ainsi traité peut être prélevé en fin d'expérimentation exactement à l'emplacement des comptages neutroniques.

2.232. Résultats

L'humidimètre utilisé a été étalonné avec les deux méthodes ci-dessus pour chacune des stations *Mogote* et *Hilaria*. Les résultats obtenus étant très semblables entre ces deux stations, nous ne présenterons que ceux concernant la station *Hilaria* (tableaux VII.3 et 4).

Tableau VII.3 – STATION *HILARIA* – ÉTALONNAGE GRAVIMÉTRIQUE :  
COUPLES HUMIDITÉ MASSIQUE – COMPTAGE NEUTRONIQUE

(Hm = humidité massique en %; N = comptage neutronique corrigé; chaque valeur de Hm est la moyenne de deux prélèvements)

<u>Site X1</u>												
Profondeur	Hm	N	Hm	N	Hm	N	Hm	N	Hm	N	Hm	N
10 cm	5,1	112	32,5	519	30,7	523	28,5	495	26,4	488	24,9	459
20 cm	6,9	171	29,5	510	28,9	529	28,0	507	26,5	513	24,7	491
30 cm	8,3	220	27,6	502	27,2	513	26,4	498	25,0	497	23,6	479
40 cm	9,8	233	25,2	459	25,3	476	25,1	466	24,1	464	22,8	453
50 cm	10,4	234	22,6	372	23,2	404	22,8	400	22,5	410	21,8	393
60 cm	10,7	232	16,4	256	19,7	278	18,8	289	18,7	313	19,9	322
70 cm	10,4	220	12,5	215	11,0	221	13,1	226	13,2	228	15,9	236
80 cm	9,9	218	-	-	-	-	9,5	210	9,4	214	10,0	213

<u>Site X1</u>						<u>Site 102</u>						
Profondeur	Hm	N	Hm	N	Hm	N	Hm	N	Hm	N	Hm	N
10 cm	22,1	411	17,9	343	7,4	149	7,2	129	21,1	406	21,1	406
20 cm	22,5	456	21,0	451	11,1	223	8,8	170	20,7	419	20,7	419
30 cm	22,4	462	23,0	471	12,4	283	10,1	219	18,0	412	18,0	412
40 cm	22,1	436	22,5	459	14,5	301	11,4	235	13,6	324	13,6	324
50 cm	20,4	381	21,0	412	16,2	318	11,5	232	10,2	277	10,2	277
60 cm	17,8	320	18,2	352	16,1	317	12,0	227	-	-	-	-
70 cm	13,5	253	13,4	288	13,5	277	11,4	225	-	-	-	-
80 cm	9,8	215	9,9	229	10,0	232	11,7	212	-	-	-	-

<u>Site 101</u>			<u>Site 103</u>				<u>Site 104</u>		
Profondeur	Hm	N	Hm	N	Hm	N	Hm	N	
10 cm	21,2	431	6,2	138	16,6	378	7,7	99	
20 cm	20,9	428	8,2	172	18,8	390	8,7	152	
30 cm	16,5	392	9,7	210	14,8	359	9,7	213	
40 cm	11,2	273	11,2	223	10,1	249	10,3	237	
50 cm	9,8	249	11,5	228	9,3	232	11,4	239	
60 cm	-	-	12,1	227	-	-	11,5	226	
70 cm	-	-	11,7	223	-	-	11,0	210	
80 cm	-	-	9,8	226	-	-	10,2	187	

Tableau VII.4 – STATION *HILARIA* – EQUATIONS D'ETALONNAGE AU BLOC GRAPHITE  
(N = comptage corrigé de l'humidimètre; MVA = masse volumique apparente en g cm<sup>-3</sup>; Hv = humidité volumique en %)

<u>profondeur (cm)</u>	<u>équation d'étalonnage</u>
10 (5-15)	N = (1,38 MVA + 9,60) Hv + 90,46 MVA - 77,12
20 (15-25)	N = (1,33 MVA + 9,63) Hv + 93,15 MVA - 78,62
30 (25-35)	N = (1,25 MVA + 9,17) Hv + 85,66 MVA - 68,15
40 (35-45)	N = (1,24 MVA + 9,24) Hv + 73,05 MVA - 66,12
50 (45-55)	N = (1,11 MVA + 9,22) Hv + 71,33 MVA - 65,84
60 (55-65)	N = (1,10 MVA + 9,14) Hv + 70,98 MVA - 64,36
80 (75-85)	N = (1,05 MVA + 9,42) Hv + 86,84 MVA - 73,69
100 (95-105)	N = (1,17 MVA + 9,30) Hv + 77,31 MVA - 68,55

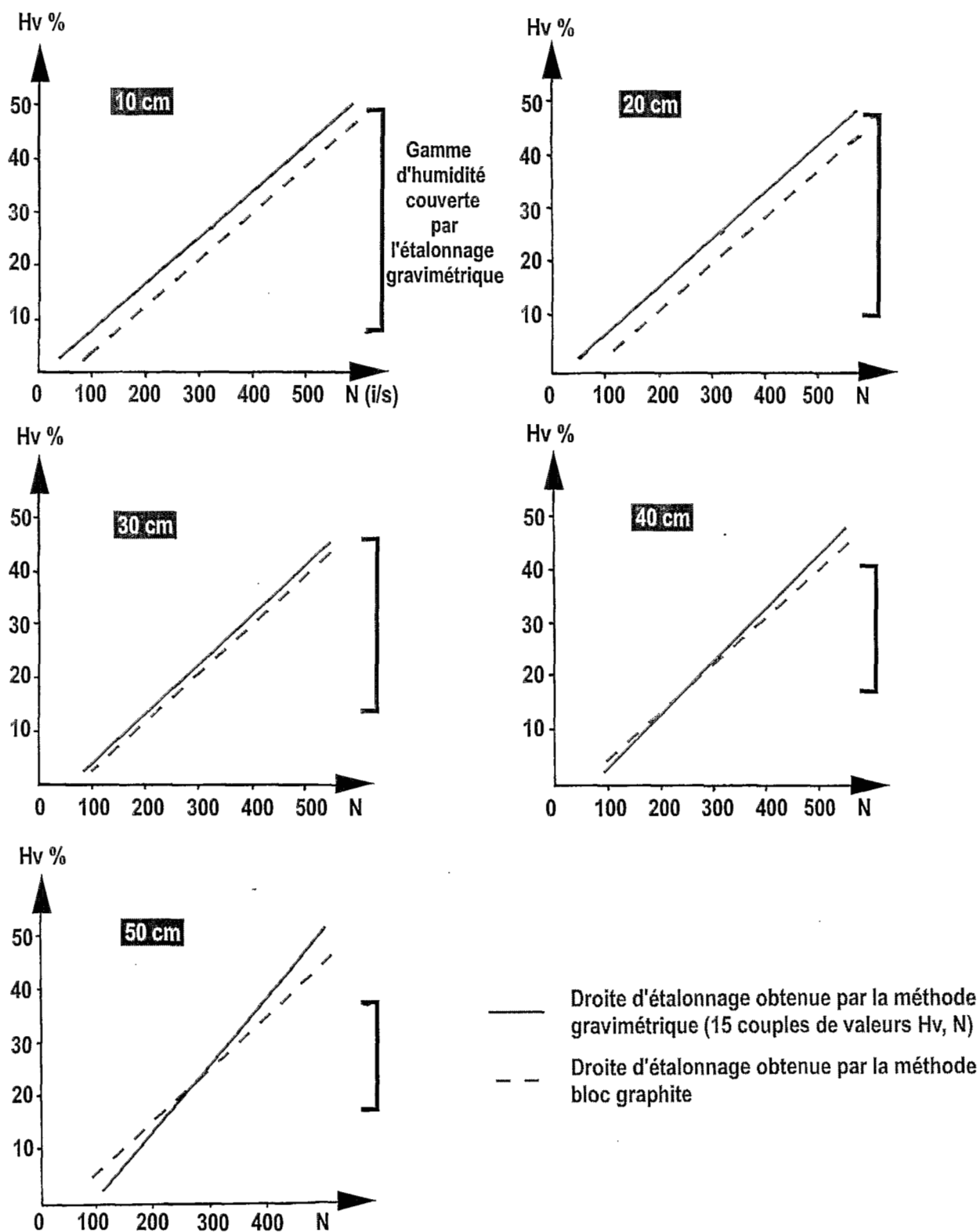
Les droites d'étalonnage ont été calculées avec la masse volumique apparente sèche moyenne (cf. 3.12). Par la méthode au bloc graphite, ces droites ont pratiquement toujours la même pente pour les différentes profondeurs (tableau VII.5; fig. VII.2). Cela est en accord avec les observations morphologiques qui montrent que le matériau est homogène sur l'ensemble du profil de sol de cette station et qu'il n'existe pas de discontinuité lithologique pour l'épaisseur de sol considérée (cf. chapitre III). Par contre, la pente des droites d'étalonnage obtenues par la méthode gravimétrique augmente notablement de haut en bas, surtout au-delà de 30 cm de profondeur. Jusqu'à cette dernière, les droites obtenues par les deux méthodes sont pratiquement parallèles entre elles, avec une ordonnée à l'origine plus faible pour celles de la méthode gravimétrique, d'où, pour un même comptage neutronique, des humidités volumiques plus élevées de 1 à 6% avec cette dernière méthode. A partir de 50 cm de profondeur, la pente des deux types de droites divergent fortement par suite de l'augmentation de la pente de la droite de l'étalonnage gravimétrique. Cette dérive s'explique par la réduction de plus en plus forte avec la profondeur de la gamme d'humidité couverte par l'étalonnage gravimétrique (fig. VII.2), ce qui ne permet pas d'obtenir des valeurs aux fortes et aux faibles humidités. Il en résulte une droite d'étalonnage peu significative du fait de l'imprécision de sa pente. Cela est à mettre en liaison avec la texture très argileuse et à la nature gonflante des argiles des horizons supérieurs qui limitent l'infiltration vers la profondeur, malgré un apport en eau notable en surface (200 mm).

Tableau VII.5 – STATION *HILARIA* – DROITES D'ÉTALONNAGE CALCULÉES  
PAR LES MÉTHODES GRAVIMÉTRIQUE ET BLOC GRAPHITE  
(MVA = masse volumique apparente; Hv = humidité volumique en %; N = comptage corrigé de l'humidimètre)  
(pour chaque droite de l'étalonnage gravimétrique : n = 15 couples Hv - N)

profondeur (cm)	<u>droites calculées avec MVA sèche seule</u>		<u>droites calculées avec MVA</u>
	étalonnage gravimétrique		étalonnage gravimétrique
10	Hv = 0,086 N - 1,4 (r = 0,94)	Hv = 0,086 N - 5,1	Hv = 0,085 N - 2,4 (r = 0,99)
20	Hv = 0,088 N - 2,0 (r = 0,98)	Hv = 0,085 N - 6,1	Hv = 0,084 N - 2,7 (r = 0,98)
30	Hv = 0,094 N - 6,1 (r = 0,98)	Hv = 0,089 N - 6,4	Hv = 0,090 N - 7,0 (r = 0,99)
40	Hv = 0,099 N - 6,7 (r = 0,98)	Hv = 0,089 N - 4,7	Hv = 0,090 N - 5,1 (r = 0,99)
50	Hv = 0,118 N - 11,6 (r = 0,97)	Hv = 0,091 N - 4,5	Hv = 0,097 N - 5,4 (r = 0,96)
60	non significatif	Hv = 0,092 N - 4,4	non significatif
80	non significatif	Hv = 0,090 N - 6,0	non significatif

Fig. VII 2 - Station Hilaria : Droites d'étalonnage de l'humidimètre obtenues par les méthodes gravimétrique et bloc graphite

(calculées avec la masse volumique apparente sèche)



Au lieu de calculer comme précédemment les droites d'étalonnage de la méthode gravimétrique avec la seule masse volumique apparente sèche, nous les avons calculées avec la masse volumique apparente qui correspond au degré d'humidité du sol (sec et différents états d'humectation)<sup>2</sup>. Dans ce cas, l'étalonnage est très semblable à celui obtenu par la méthode au bloc graphite, tout au moins jusqu'à 40 cm de profondeur (tableau VII.5).

En définitive, lorsque **les deux méthodes peuvent être comparées** (c'est-à-dire jusqu'à 40 cm de profondeur), elles **donnent des résultats très semblables**. Nous avons donc utilisé par la suite ces résultats de la manière suivante :

- pour les horizons supérieurs (0–40 cm) et pour une profondeur donnée, c'est la moyenne des droites obtenues au bloc graphite et par gravimétrie qui a été utilisée, en employant la masse volumique apparente correspondant à l'état hydrique du sol;
- au-delà de 40 cm, ce sont uniquement les droites de l'étalonnage au bloc graphite qui ont été utilisées, car les droites de l'étalonnage gravimétrique ne sont pas significatives en profondeur.

#### 2.233. Vérification de la validité de l'étalonnage de l'humidimètre

Nous avons procédé à une vérification expérimentale de l'étalonnage en calculant de deux manières le stock hydrique accumulé par le sol lors d'un événement pluvieux (tableau VII.6; fig. VII.3) :

- par la simulation de pluie (cf. chapitre V) : pour chaque pluie simulée, le stock hydrique accumulé ( $S_{sim}$ ) est calculé par différence entre la quantité précipitée sur le site (mini-parcelle de 1 m<sup>2</sup>) et la quantité ayant ruisselé hors de celui-ci;
- par l'humidimètre : chaque site ayant été équipé d'un tube d'accès pour l'humidimètre, pour les mêmes pluies que ci-dessus, la teneur en eau du sol est mesurée avec cet appareil et le stock accumulé ( $Shum$ ) pendant l'événement pluvieux est calculé à partir des droites d'étalonnage définies ci-dessus.

Nous avons considéré  $S_{sim}$  comme la valeur référence, car elle est connue avec précision, et c'est à cette valeur que  $Shum$  a été comparé.

La comparaison des valeurs  $S_{sim}$  et  $Shum$  (tableau VII.6; fig. VII.3) montre que pour chacun des sites,  $Shum$  est systématiquement soit inférieur à  $S_{sim}$  (sites 11 et 12), soit supérieur (sites 8, 9 et 13). Par rapport à  $S_{sim}$ , la différence entre les deux valeurs varie en moyenne de 7 à 25% selon les sites, mais au niveau d'un seul événement pluvieux, cette différence atteint parfois 40%. **En utilisant les droites d'étalonnage ci-dessus,  $Shum$  est donc soit sous-estimé, soit sur-estimé. Cela est dû à la variabilité spatiale des caractéristiques du sol** qui ne sont pas homogènes au niveau de la station et qui varient d'un site à l'autre, ce qui souligne la nécessité d'étalonner l'humidimètre pour chaque site de mesures de l'humidité.

---

2. La nature gonflante des argiles induit une diminution notable de la masse volumique apparente lorsque l'humidité du sol augmente (cf. 3.13). Pour prendre en compte cette variabilité, nous avons calculé les droites d'étalonnage gravimétrique en utilisant la masse volumique apparente qui correspond à l'état d'humidité du sol au moment du prélèvement (cf. fig. VII.6).

**Fig. VII 3 - Vérification de la validité de l'étalonnage de l'humidimètre :  
comparaison de la lame d'eau infiltrée en simulation de pluie (Ssim)  
avec celle calculée à partir des mesures à l'humidimètre (Shum)**

(pour différents sites de la station Hilaria)

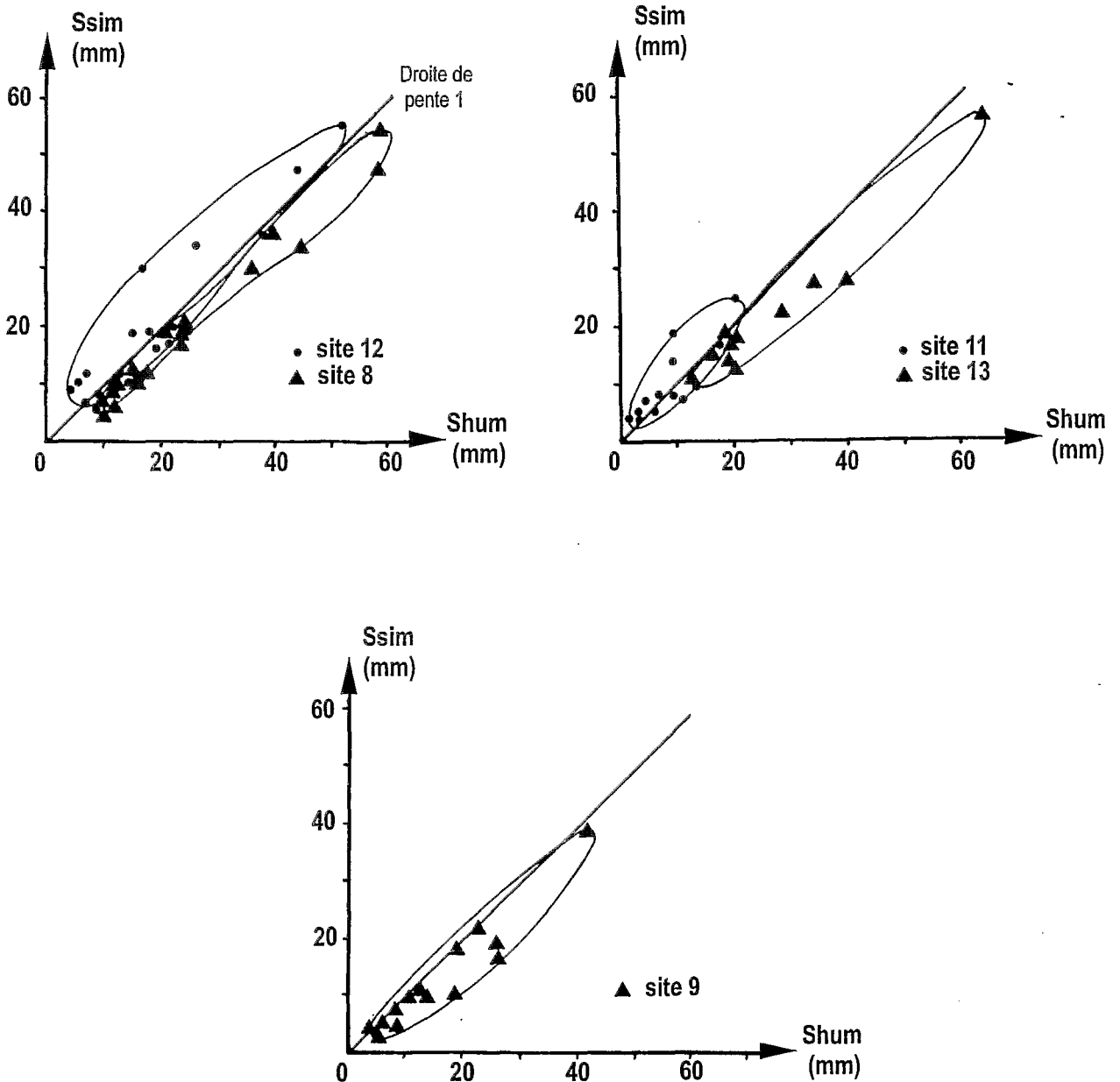




Tableau VII.6 – VERIFICATION DE LA VALIDITE DE L'ÉTALONNAGE DE L'HUMIDIMETRE  
POUR DIFFERENTS SITES DE LA STATION *HILARIA*

( $S_{sim}$  = lame d'eau infiltrée, en mm, déduite de la simulation de pluie)  
( $S_{hum}$  = lame d'eau infiltrée, en mm, calculée à partir des mesures à l'humidimètre)

site 8		site 9		site 11		site 12		site 13	
$S_{sim}$	$S_{hum}$	$S_{sim}$	$S_{hum}$	$S_{sim}$	$S_{hum}$	$S_{sim}$	$S_{hum}$	$S_{sim}$	$S_{hum}$
11,7	15,1	10,2	18,7	25,2	20,1	11,7	6,9	14,4	19,0
10,4	12,4	4,3	8,7	15,5	17,6	10,4	5,2	16,2	16,3
11,5	14,9	3,3	5,3	10,3	14,1	11,5	13,0	16,7	18,4
5,8	8,5	4,1	3,7	4,7	6,1	5,8	8,6	17,6	20,3
6,7	11,4	6,7	8,0	3,7	2,7	6,7	6,7	19,6	18,4
7,0	8,4	4,7	6,7	9,5	7,8	7,0	7,6	27,4	35,9
16,1	19,0	3,2	4,7	4,9	3,1	16,1	19,2	26,9	40,6
10,0	14,0	3,9	5,1	6,8	4,1	10,0	14,2	22,1	28,4
30,3	36,4	18,8	25,8	4,0	2,3	30,3	16,3	65,8	78,5
19,2	23,0	9,5	10,6	19,4	9,0	19,2	24,7	12,8	19,8
36,1	37,6	17,9	19,3	8,1	7,3	36,1	38,0	56,0	64,4
33,6	44,6	7,2	8,4	14,0	9,3	33,6	25,6	11,3	13,0
20,0	22,0	21,6	21,8	7,0	11,3	20,0	22,1	-	-
47,3	58,3	9,6	10,3	9,2	8,9	47,3	43,2	-	-
17,2	21,1	38,7	42,4	4,8	3,9	17,2	21,2	-	-
55,2	58,2	9,7	13,0	-	-	55,2	51,8	-	-
9,5	11,5	16,7	25,8	-	-	9,5	4,0	-	-
19,0	21,7	10,2	12,0	-	-	19,0	18,1	-	-
19,3	21,0	-	-	-	-	19,3	14,8	-	-

N'ayant pu réaliser un étalonnage systématique de chaque site de mesures (lourdeur de l'opération, coût, perturbation notable de la station), nous avons considéré l'étalonnage effectué ci-dessus (cf. 2.232) comme un **étalonnage moyen** pour la station concernée, et **c'est cet étalonnage moyen que nous avons utilisé par la suite**. Ce choix est justifié par la comparaison entre  $S_{sim}$  et  $S_{hum}$  qui indique que pour un même site, les droites d'étalonnage utilisées sont "logiques", c'est-à-dire qu'elles donnent des valeurs de  $S_{hum}$  qui sont toujours positionnées de la même manière par rapport à la valeur de référence  $S_{sim}$ , soit supérieures, soit inférieures à cette dernière. Il en résulte qu'en l'absence d'un étalonnage spécifique à chaque site, l'utilisation des droites d'étalonnage moyen ci-dessus réduira au maximum la différence constatée ci-dessus entre  $S_{sim}$  et  $S_{hum}$ . Mais le stock ainsi calculé n'est qu'une valeur approchée, par défaut ou par excès, du stock exact.

### 2.3. CALCUL DU STOCK HYDRIQUE

La mesure de l'humidité obtenue avec l'humidimètre n'est qu'une mesure ponctuelle, ou tout au moins elle n'est représentative que d'un volume restreint de sol. Il est donc **nécessaire de spatialiser cette mesure ponctuelle à l'ensemble ou partie du profil de sol** par intégration des mesures ponctuelles successives d'un même profil, de manière à calculer la quantité d'eau, ou **stock hydrique**, contenue dans une épaisseur déterminée de sol. Nous avons effectué un tel calcul d'intégration par la méthode dite des trapèzes qui repose sur l'hypothèse qu'entre deux mesures successives (distances de 10 cm ici), la variation d'humidité est linéaire (Poss, 1991). Ainsi, plus les mesures sont rapprochées, plus l'hypothèse est vraisemblable. Pour mémoire, citons d'après Poss deux autres méthodes, qui remplacent les segments de droite entre deux points successifs, l'une par des portions de parabole (méthode de Simpson), l'autre par des segments de fonctions du 3<sup>e</sup> degré (méthode de Newton). Ces méthodes sont à employer lorsque un profil de sol présente des horizons très différents.

Le calcul du stock hydrique pour la tranche de sol 0 à Z cm de profondeur ( $S_{0-Z}$ ) est effectué selon la formule suivante :  $S_{0-Z} = (Hv_{10} \times 15) + (Hv_{20} \times 10) + (Hv_{30} \times 10) + \dots + (Hv_Z \times 5)$ .

Le terme  $(Hv_{10} \times 15)$  correspond à l'humidité volumique mesurée à la profondeur 10 cm, multipliée par 15 pour prendre en compte l'épaisseur de sol 0–15 cm de la tranche superficielle. Le terme  $(Hv_{20} \times 10)$  correspond à la mesure Hv à 20 cm, considérée comme celle de la tranche 15 à 25 cm, et ainsi de suite jusqu'au dernier terme qui correspond à l'humidité volumique de la profondeur Z mais calculée seulement pour 5 cm d'épaisseur, de la cote Z–5cm à la cote Z. Si l'humidité volumique est exprimée en %, le stock hydrique s'exprime en hauteur d'eau (cm ou mm), ce qui le rend directement comparable avec la pluviométrie et avec l'épaisseur de sol qui le contient.

## 2.4. CONCLUSION

La mesure de la teneur en eau du sol à l'aide d'un humidimètre à neutrons soulève un certain nombre d'interrogations liées à la méthodologie : validité de l'étalonnage de l'appareil, représentativité de la mesure près de la surface du sol, nombre de répétitions en un même site. A cela il faut ajouter le mode de calcul du stock hydrique effectué pour une épaisseur donnée de sol à partir de mesures ponctuelles et son intégration au niveau parcellaire. Le résultat est une double imprécision sur la valeur du stock hydrique calculé, l'une due à la méthode de mesure elle-même, l'autre à la variabilité spatiale des propriétés du milieu étudié. Le choix de l'implantation des sites de mesures est donc primordial.

## 3. PARAMETRES D'ETAT ET DE FONCTIONNEMENT DU MILIEU EDAPHIQUE D'ACCUEIL

La caractérisation des différents paramètres qui déterminent le fonctionnement hydrique (cf. 1.3) ne pouvait être exhaustive et un choix s'imposait parmi les nombreux paramètres possibles. En ce qui concerne les paramètres d'état (ou d'organisation), nous avons retenu l'espace poral et la rétention hydrique, alors que pour caractériser les paramètres de fonctionnement (ou hydrodynamiques), nous avons adopté une approche expérimentale, c'est-à-dire une cinétique infiltration-ressuyage. Le milieu édaphique des systèmes écologiques *Mogote* et *Hilaria* étant très semblable, nous ne présentons ici que les résultats concernant cette dernière unité.

### 3.1. L'ESPACE PORAL

La circulation des fluides, liquides ou gazeux, dans le milieu sol, ne peut se faire que dans les espaces vides. Ce sont donc l'organisation et les caractéristiques de cet espace poral qui vont conditionner les modalités de la circulation et de la rétention des fluides (Cheverry, 1989), en particulier de l'eau. Le fonctionnement hydrique de tout sol dépend donc pour une large part de son espace poral, d'où la nécessité de le caractériser. C'est la démarche adoptée par de nombreux travaux (Humbel, 1976; Bouma *et al.*, 1979; Stengel, 1979; Germann et Beven, 1981; Bullock et Mc Keague, 1984; Bruand, 1986; Curmi, 1988; Grimaldi et Boulet, 1989–90).

### 3.11. Méthode

La mesure de la porosité consiste à déterminer le volume relatif des vides contenus dans un volume de sol non perturbé. Certaines méthodes sont directes et consistent à remplir cet espace vide avec un liquide (pétrole, mercure) et d'en mesurer le volume (Chrétien et Pedro, 1987; Van Hoort, 1984; Chamayou et Legros, 1989). La plupart des méthodes sont indirectes (cube Vergière, cylindre, densitomètre à membrane, gammamétrie d'absorption) et font intervenir les notions de masse volumique apparente (MVA) et masse volumique réelle (MVR). MVA correspond au rapport d'une masse de sol non perturbé à son volume total, et MVR la densité du solide. La porosité totale PT est calculée selon la relation :  $PT \% = (1 - MVA/MVR) \times 100$  (Baver *et al.*, 1971; Audry *et al.*, 1973; Monnier *et al.*, 1973; Duchaufour et Souchier, 1977; Chamayou et Legros, 1989). La modélisation de la porosité à partir de la granulométrie des constituants a été aussi tentée (Fiès *et al.*, 1972). Ces différentes méthodes ne donnent toutefois qu'une valeur globale de la porosité, alors qu'il est parfois nécessaire de connaître la géométrie des pores et leur distribution relative. D'où différentes approches descriptives de l'espace poral (Johnson *et al.*, 1960; Vachier *et al.*, 1979; Stengel, 1979). Mais aucune de celles-ci n'est réellement satisfaisante (Valentin, 1985). Aussi, cet auteur propose-t-il une quantification des vides (nombre, taille et formes) sur une lame mince à l'aide du Quantimet (Fischer, 1971; Jongerius *et al.*, 1972). Cette méthode a été améliorée par Scott *et al.* (1988), Bartoli *et al.* (1991), Dullien (1991). Plusieurs travaux récents s'orientent vers des caractérisations fractales de l'espace poral (voir revue bibliographique dans Perrière, 1994).

**Dans le présent travail, seule la détermination de la porosité totale nous intéressait.** Parmi la gamme de méthodes et en fonction des contraintes, nous avons retenu la méthode indirecte dite du cylindre (qui permet de déterminer MVA), couplée avec la mesure de la masse volumique réelle au pycnomètre (Audry *et al.*, 1973). Cette méthode a l'avantage d'être simple à mettre en oeuvre, mais elle est fastidieuse et demande une pratique méticuleuse. Aussi de nombreux auteurs ont essayé de s'en affranchir en cherchant à relier MVA à certaines propriétés du sol, plus facilement mesurables, comme la texture, la teneur en carbone organique ou la rétention en eau à 15 bars (Curtis et Post, 1964 ; Adams, 1973; Gupta et Larson, 1979a, b; Alexander, 1980; C.A. Jones, 1983; Rawls, 1983; Manrique et Jones, 1991). Mais les relations obtenues ne donnent qu'une valeur approchée de MVA et elles ne prennent pas suffisamment en compte la variabilité spatiale.

Une mesure *in situ* s'imposait donc. Pour cela, il fallait tenir compte de deux contraintes afin de ne pas introduire une variabilité méthodologique dans la détermination. D'une part, la mesure doit être effectuée par la même méthode pour l'ensemble de la station (Yoro et Godo, 1989–1990), car en utilisant quatre méthodes pour un même volume d'échantillon, ces auteurs ont montré que les résultats sont statistiquement différents d'une méthode à l'autre : la masse volumique apparente dépend de la méthode utilisée. D'autre part, l'échantillonnage doit être effectué avec un volume constant de prélèvement, car MVA est d'autant plus élevée que le volume de l'échantillon est petit (Monnier *et al.*, 1973; Yoro et Godo, 1989–1990). Avec des volumes très différents, les prélèvements ne concernent plus la même entité de sol.

Le cylindre utilisé correspond à un prélèvement de 160 cm<sup>3</sup>. C'est le volume maximum qu'il était possible d'échantillonner car la compacité excessive du sol à l'état sec rendait très difficile l'utilisation de cylindres

Tableau VII.7 – STATION *HILARA* – MASSE VOLUMIQUE APPARENTE DU SOL À L'ÉTAT SEC

(m = moyenne de la masse volumique en g cm<sup>-3</sup>; σ = écart-type; cv = coefficient de variation en %; 6 répétitions pour chaque profondeur)

Cylindre de 90 cm<sup>3</sup>

profondeur (cm)		profil 1 (n=6)	profil 2 (n=6)	profil 3 (n=6)	profil 4 (n=6)	profil 5 (n=6)	profil 6 (n=6)	moyenne (n=36)
5	m	1,44	1,31	1,57	1,30	1,46	1,22	1,39
	σ	0,038	0,074	0,078	0,038	0,053	0,036	0,129
	cv	2,6	5,6	5,0	2,9	3,6	2,9	9,3
12	m	–	1,53	1,49	1,49	1,60	1,51	1,525
	σ	–	0,075	0,069	0,069	0,062	0,089	0,079
	cv	–	4,9	4,6	4,6	3,9	5,9	5,2
20	m	1,67	1,60	1,58	1,55	1,62	1,55	1,59
	σ	0,019	0,062	0,071	0,084	0,060	0,051	0,072
	cv	1,1	3,9	4,5	5,4	3,7	3,3	4,5
30	m	1,61	1,56	1,60	1,56	1,65	1,535	1,59
	σ	0,059	0,056	0,037	0,117	0,072	0,040	0,075
	cv	3,7	3,6	2,3	7,5	4,4	2,6	4,7
40	m	1,65	1,57	1,64	1,58	1,71	1,52	1,61
	σ	0,055	0,033	0,048	0,087	0,038	0,048	0,079
	cv	3,3	2,1	2,9	5,5	2,2	3,1	4,9
50	m	1,59	1,49	1,60	1,58	1,66	1,51	1,570
	σ	0,075	0,052	0,057	0,031	0,040	0,020	0,074
	cv	4,7	3,5	3,6	2,0	2,4	1,3	4,7
60	m	1,52	1,46	1,63	1,55	1,69	1,51	1,56
	σ	0,081	0,079	0,010	0,029	0,042	0,062	0,093
	cv	5,3	5,4	0,6	1,9	2,5	4,1	6,0
70	m	1,47	1,46	1,48	1,56	1,54	1,48	1,50
	σ	0,035	0,079	0,060	0,055	0,068	0,123	0,079
	cv	2,4	5,4	4,0	3,5	4,4	8,3	5,3
80	m	1,50	1,47	1,39	1,55	1,43	1,62	1,49
	σ	0,060	0,079	0,061	0,034	0,083	0,086	0,099
	cv	4,0	5,4	4,4	2,2	5,8	5,3	6,6

Cylindre de 160 cm<sup>3</sup>

5	m	1,42	1,35	1,28	1,38	1,46	1,43	1,39
	σ	0,048	0,055	0,032	0,028	0,068	0,074	0,077
	cv	3,4	4,1	2,5	2,0	4,6	5,2	5,5
12	m	1,56	1,56	1,51	1,58	1,59	1,56	1,56
	σ	0,032	0,056	0,049	0,061	0,021	0,062	0,052
	cv	2,0	3,6	3,2	3,9	1,3	4,0	3,3
20	m	1,65	1,69	1,64	1,59	1,61	1,56	1,62
	σ	0,054	0,033	0,033	0,041	0,041	0,038	0,057
	cv	3,3	2,0	2,0	2,6	2,5	2,4	3,5
30	m	1,70	1,66	1,67	1,60	1,62	1,55	1,63
	σ	0,047	0,038	0,047	0,041	0,031	0,034	0,064
	cv	2,8	2,3	2,8	2,6	1,9	2,2	3,9
40	m	1,69	1,64	1,68	1,61	1,61	1,53	1,63
	σ	0,038	0,032	0,029	0,042	0,034	0,046	0,063
	2,2	2,2	1,9	1,7	2,6	2,1	3,0	3,9
50	m	1,62	1,58	1,67	1,62	1,61	1,57	1,61
	σ	0,026	0,037	0,033	0,036	0,021	0,028	0,043
	cv	1,6	2,3	2,0	2,2	1,3	1,8	2,7
60	m	1,53	1,54	1,70	1,61	1,54	1,53	1,58
	σ	0,056	0,049	0,021	0,021	0,063	0,043	0,076
	cv	3,7	3,2	1,2	1,3	4,1	2,8	4,8
70	m	1,42	1,65	1,56	1,59	1,58	1,66	1,58
	σ	0,057	0,056	0,058	0,045	0,026	0,056	0,092
	cv	4,0	3,4	3,7	2,8	1,6	3,4	5,8
80	m	1,44	1,75	1,52	1,60	1,66	1,76	1,62
	σ	0,126	0,035	0,052	0,037	0,038	0,053	0,134
	cv	8,7	2,0	3,4	2,3	2,3	3,0	8,3

Tableau VII.8 – STATION *HILARIA* – MASSE VOLUMIQUE APPARENTE DU SOL À L'ÉTAT HUMIDE – V = 160 CM<sup>3</sup>

(Dapp = masse volumique en g.cm<sup>-3</sup>; Hm = humidité massique en % correspondant à Dapp;

m = moyenne;  $\sigma$  = écart-type; cv = coefficient de variation en %; 10 répétitions pour chaque profondeur)

profondeur (cm)		profil 1 (n=10)		profil 2 (n=10)		profil 3 (n=10)		profil 4 (n=10)	
		Dapp	Hm	Dapp	Hm	Dapp	Hm	Dapp	Hm
5	m	1,36	30,1	1,40	24,9	1,40	26,1	1,36	24,6
	$\sigma$	0,038	2,29	0,031	1,14	0,035	0,91	0,044	0,88
	cv	2,8	7,6	2,2	4,6	2,5	3,5	3,2	3,6
12	m	1,43	26,7	1,46	23,8	1,465	24,7	1,44	25,1
	$\sigma$	0,024	1,94	0,017	0,87	0,025	0,57	0,025	0,79
	cv	1,7	7,3	1,2	3,7	1,7	2,3	1,7	3,1
20	m	1,54	22,9	1,53	23,1	1,52	20,3	1,47	22,9
	$\sigma$	0,032	1,55	0,034	0,61	0,040	0,65	0,054	0,93
	cv	2,1	6,8	2,2	2,6	2,6	3,2	3,7	4,1
30	m	1,56	22,2	1,55	21,8	1,58	16,8	1,50	19,1
	$\sigma$	0,039	1,16	0,034	0,45	0,052	1,92	0,049	1,06
	cv	2,5	5,2	2,2	2,1	3,3	11,4	3,3	5,5
40	m	1,55	18,1	1,55	18,4	-	-	-	-
	$\sigma$	0,046	0,95	0,051	0,86	-	-	-	-
	cv	3,0	5,2	3,3	4,7	-	-	-	-
profondeur (cm)		profil 5 (n=10)		profil 6 (n=10)		profil 7 (n=10)			
		Dapp	Hm	Dapp	Hm	Dapp	Hm		
5	m	1,28	24,8	1,39	10,6	1,345	10,4		
	$\sigma$	0,046	1,53	0,079	0,74	0,059	1,47		
	cv	3,6	6,2	5,7	7,0	4,4	14,1		
12	m	1,32	26,5	1,50	15,2	1,56	17,6		
	$\sigma$	0,059	1,06	0,063	0,99	0,061	1,45		
	cv	4,5	4,0	4,2	6,5	3,9	8,2		
20	m	1,40	25,2	1,61	17,6	1,585	15,6		
	$\sigma$	0,030	1,13	0,029	0,98	0,053	1,27		
	cv	2,1	4,5	1,8	5,5	3,3	8,1		
30	m	1,41	23,8	1,56	18,3	1,50	17,5		
	$\sigma$	0,028	0,98	0,043	0,73	0,045	0,56		
	cv	2,0	4,1	2,7	4,0	3,0	3,2		
40	m	1,34	21,3	1,57	16,8	1,54	15,2		
	$\sigma$	0,065	0,74	0,041	1,05	0,024	1,44		
	cv	4,8	3,5	2,6	6,2	1,5	9,5		
50	m	-	-	1,58	11,2	1,50	17,1		
	$\sigma$	-	-	0,057	1,13	0,067	1,14		
	cv	-	-	3,6	10,1	4,5	6,6		
profondeur (cm)		profil 8 (n=10)		profil 9 (n=10)		profil 10 (n=10)		profil 11 (n=10)	
		Dapp	Hm	Dapp	Hm	Dapp	Hm	Dapp	Hm
5	m	1,37	30,9	1,32	34,1	1,29	35,8	1,34	33,1
	$\sigma$	0,030	1,42	0,028	1,15	0,046	2,10	0,042	1,92
	cv	2,2	4,6	2,1	3,4	3,6	5,9	3,1	5,8
12	m	1,45	28,1	1,43	29,5	1,34	32,0	1,395	31,1
	$\sigma$	0,024	1,01	0,027	1,31	0,044	1,34	0,036	1,68
	cv	1,7	3,6	1,9	4,4	3,3	4,2	2,6	5,4
20	m	1,56	24,3	1,53	25,9	1,38	28,1	1,50	26,4
	$\sigma$	0,037	1,46	0,032	1,14	0,037	1,59	0,022	1,16
	cv	2,4	6,0	2,1	4,4	2,7	5,7	1,5	4,4
30	m	-	-	1,50	22,7	1,40	23,5	1,50	22,5
	$\sigma$	-	-	0,035	1,42	0,030	2,16	0,023	0,53
	cv	-	-	2,3	6,3	2,1	9,2	1,5	2,4
40	m	-	-	-	-	1,42	22,1	-	-
	$\sigma$	-	-	-	-	0,054	1,91	-	-
	cv	-	-	-	-	3,8	8,6	-	-

plus grands. Pour prendre en compte la variabilité spatiale, l'échantillonnage a été effectué dans six fosses pédologiques, disposées le long d'une ligne orientée selon la pente et situées à 12 mètres les unes des autres. Pour chaque fosse et à chacun des niveaux de prélèvement (de 5 à 80 cm de profondeur), six prélèvements distincts ont été effectués sur une même horizontale, chacun d'eux étant distant du voisin de 10 à 20 cm. C'est une double variabilité spatiale qui a pu être ainsi caractérisée, au niveau métrique et au niveau multi-décamétrique. L'ensemble de cette opération a été réalisée en période sèche<sup>3</sup>, aucune pluie notable n'ayant eu lieu depuis plusieurs mois. Des mesures d'humidité pondérale sur les échantillons ont donné des valeurs toutes comprises entre 3 et 6%. Pour étudier l'influence du volume de prélèvement sur MVA, un cylindre de 90 cm<sup>3</sup> a été utilisé conjointement avec celui de 160 cm<sup>3</sup> (tableau VII.7).

Avec des argiles gonflantes, la masse volumique apparente varie en fonction de l'humidité du sol, ce qui est connu depuis longtemps (Haines, 1923) et a donné lieu à de très nombreux travaux (Lauritzen et Stewart, 1941; Lauritzen, 1948; Holmes, 1955; Fox, 1964; Vizier, 1971; Berndt et Coughlan, 1976; Gumbs et Warkentin, 1976; Chan, 1981; Tessier, 1984; Carbajal et Oleschko, 1990; Tarik et Durnford, 1993a,b; Waller et Wallender, 1993). Pour étudier cette influence, dans la même station que la précédente et après une infiltration du sol sur quelques mètres carrés, des prélèvements<sup>4</sup> ont été effectués comme ci-dessus avec le cylindre de 160 cm<sup>3</sup> (10 répétitions pour chaque niveau). Onze fosses pédologiques, situées à proximité des précédentes, ont été ainsi échantillonnées. L'humidité pondérale a été déterminée par gravimétrie sur chacun des échantillons, en même temps que la masse volumique apparente (tableau VII.8). Malgré un important apport hydrique (lame d'eau de 200 mm), le front d'humectation du profil n'a jamais dépassé 50 cm de profondeur, ce qui a ainsi limité l'épaisseur de la tranche de sol humectée. Cette observation vient conforter l'hypothèse d'absence de drainage (cf. 1.2).

### 3.12. Masse volumique apparente du sol à l'état sec

La masse volumique moyenne au niveau stationnel, tous échantillons confondus ( $n = 36$  par profondeur), présente la même distribution verticale, que le prélèvement soit fait avec un cylindre de 90 cm<sup>3</sup> ou avec un cylindre de 160 cm<sup>3</sup> (tableaux VII.9 et VII.10, figure VII.4). Mais la valeur moyenne obtenue avec ce dernier est systématiquement plus élevée que celle obtenue avec le petit cylindre<sup>5</sup>, sauf pour le niveau 5 cm où la masse volumique moyenne est la même pour les deux méthodes. L'écart entre les deux mesures est compris entre 0,02 à 0,04 g cm<sup>-3</sup> de 12 à 60 cm, alors qu'au-delà, il atteint 0,08 et 0,13 g cm<sup>-3</sup>.

Pour chaque profondeur, jusqu'à 60 cm, le coefficient de variation est toujours plus petit dans le cas du grand cylindre que dans le cas du petit cylindre. Il y donc une amélioration de la précision des valeurs obtenues avec le cylindre de 160 cm<sup>3</sup> par rapport à celles que donnent le cylindre de 90 cm<sup>3</sup>. Cela s'explique par l'erreur relative sur la mesure. Au-delà de 60 cm, le coefficient de variation est plus petit pour le cylindre de 90 cm<sup>3</sup> que pour celui de 160 cm<sup>3</sup>, et l'écart de mesure entre les deux méthodes est la plus élevée. Cela s'explique par l'organisation du milieu. Jusqu'à 60 cm, le sol est très argileux avec des éléments structuraux de taille homogène.

3. Les prélèvements correspondants sont appelés par la suite "état sec".

4. Ces prélèvements sont appelés par la suite "état humide".

5. En général, MVA est d'autant plus élevée que le volume échantillonné est petit (cf. 3.11), ce qui est l'inverse ici. Cette différence de comportement s'explique par le faible écart de volume de prélèvement entre les deux cylindres, et surtout par le fait que les valeurs données dans les tableaux VII.9 et 10 sont des moyennes. Si l'on prend en compte l'écart-type, on constate que les valeurs de MVA obtenues avec le grand cylindre recourent en partie celles obtenues avec le petit cylindre.

Au-dessous débute un niveau d'altération peu structuré, constitué de fragments de roche-mère de taille variée. Un prélèvement avec un cylindre plus volumineux dans un tel milieu apporte donc une imprécision plus grande due à l'architecture même de ce milieu. En profondeur, un cylindre de taille réduite semble donc préférable, mais il n'a pas été nécessaire de prendre cela en compte, car cette profondeur ne joue pratiquement aucun rôle sur le fonctionnement hydrique du sol. L'humectation n'atteint en effet pratiquement jamais ce niveau, même en cas d'apport hydrique important.

Tableau VII.9 – STATISTIQUES ÉLÉMENTAIRES CONCERNANT LA MASSE VOLUMIQUE APPARENTE MOYENNE DU SOL À L'ÉTAT SEC DE LA STATION HILARIA MESURÉE AVEC UN CYLINDRE DE 90 CM<sup>3</sup>  
(en g cm<sup>-3</sup>; n = 36 pour chaque profondeur; CV = coefficient de variation en %; intervalle de confiance au seuil 95%)

Profondeur	Moyenne	Ecart-type	Minimum	Maximum	CV
5	1,39	0,129	1,17	1,70	9,3
12	1,52	0,079	1,36	1,67	5,2
20	1,59	0,072	1,42	1,71	4,5
30	1,59	0,075	1,46	1,78	4,7
40	1,61	0,079	1,46	1,75	4,9
50	1,57	0,074	1,41	1,71	4,7
60	1,56	0,093	1,33	1,76	6,0
70	1,50	0,079	1,34	1,63	5,3
80	1,49	0,099	1,29	1,71	6,6

Fig. VII 4 - Masse volumique apparente moyenne du sol de la station Hilaria en fonction du volume de l'échantillon et pour deux états hydriques

(pour chaque profondeur : n = 36 à l'état sec et n = 50 à l'état humide)

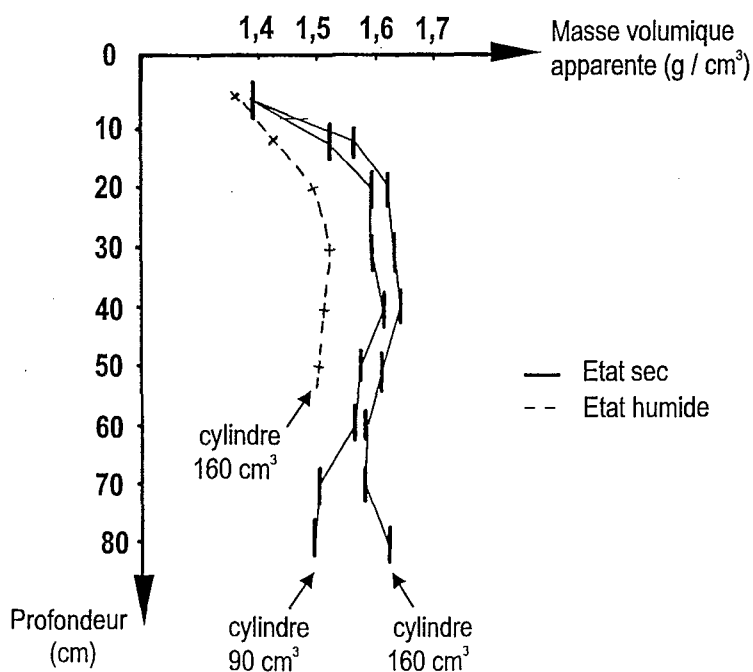


Tableau VII.10 – STATISTIQUES ÉLÉMENTAIRES CONCERNANT LA MASSE VOLUMIQUE APPARENTE MOYENNE DU SOL À L'ÉTAT SEC DE LA STATION *HILARIA* MESURÉE AVEC UN CYLINDRE DE 160 CM<sup>3</sup>

(en g cm<sup>-3</sup>; n = 36 pour chaque profondeur; CV = coefficient de variation en %; intervalle de confiance au seuil 95%)

Profondeur	Moyenne	Ecart-type	Minimum	Maximum	CV
5	1,39	0,077	1,25	1,52	5,5
12	1,56	0,052	1,46	1,68	3,3
20	1,62	0,057	1,52	1,75	3,5
30	1,63	0,064	1,49	1,74	3,9
40	1,63	0,063	1,45	1,75	3,9
50	1,61	0,043	1,54	1,70	2,7
60	1,58	0,076	1,45	1,72	4,8
70	1,58	0,092	1,38	1,75	5,8
80	1,62	0,134	1,27	1,82	8,3

Pour chaque profondeur, jusqu'à 60 cm, le coefficient de variation est toujours plus petit dans le cas du grand cylindre que dans le cas du petit cylindre. Il y donc une amélioration de la précision des valeurs obtenues avec le cylindre de 160 cm<sup>3</sup> par rapport à celles que donnent le cylindre de 90 cm<sup>3</sup>. Cela s'explique par l'erreur relative sur la mesure. Au-delà de 60 cm, le coefficient de variation est plus petit pour le cylindre de 90 cm<sup>3</sup> que pour celui de 160 cm<sup>3</sup>, et l'écart de mesure entre les deux méthodes est la plus élevée. Cela s'explique par l'organisation du milieu. Jusqu'à 60 cm, le sol est très argileux avec des éléments structuraux de taille homogène. Au-dessous débute un niveau d'altération peu structuré, constitué de fragments de roche-mère de taille variée. Un prélèvement avec un cylindre plus volumineux dans un tel milieu apporte donc une imprécision plus grande due à l'architecture même de ce milieu. En profondeur, un cylindre de taille réduite semble donc préférable, mais il n'a pas été nécessaire de prendre cela en compte, car cette profondeur ne joue pratiquement aucun rôle sur le fonctionnement hydrique du sol. L'humectation n'atteint en effet pratiquement jamais ce niveau, même en cas d'apport hydrique important.

Au niveau ponctuel du profil et pour chaque profondeur (tableau VII.7), le coefficient de variation de la masse volumique moyenne obtenue avec le cylindre de 160 cm<sup>3</sup> est en général inférieur à celui obtenu avec le cylindre de 90 cm<sup>3</sup>, mais cela n'est pas systématique. Pour l'ensemble des mesures, tous profils confondus, ce coefficient de variation est du même ordre de grandeur, ce qui indique que chaque mesure est affectée d'une incertitude qui est comparable d'un site de mesure à un autre.

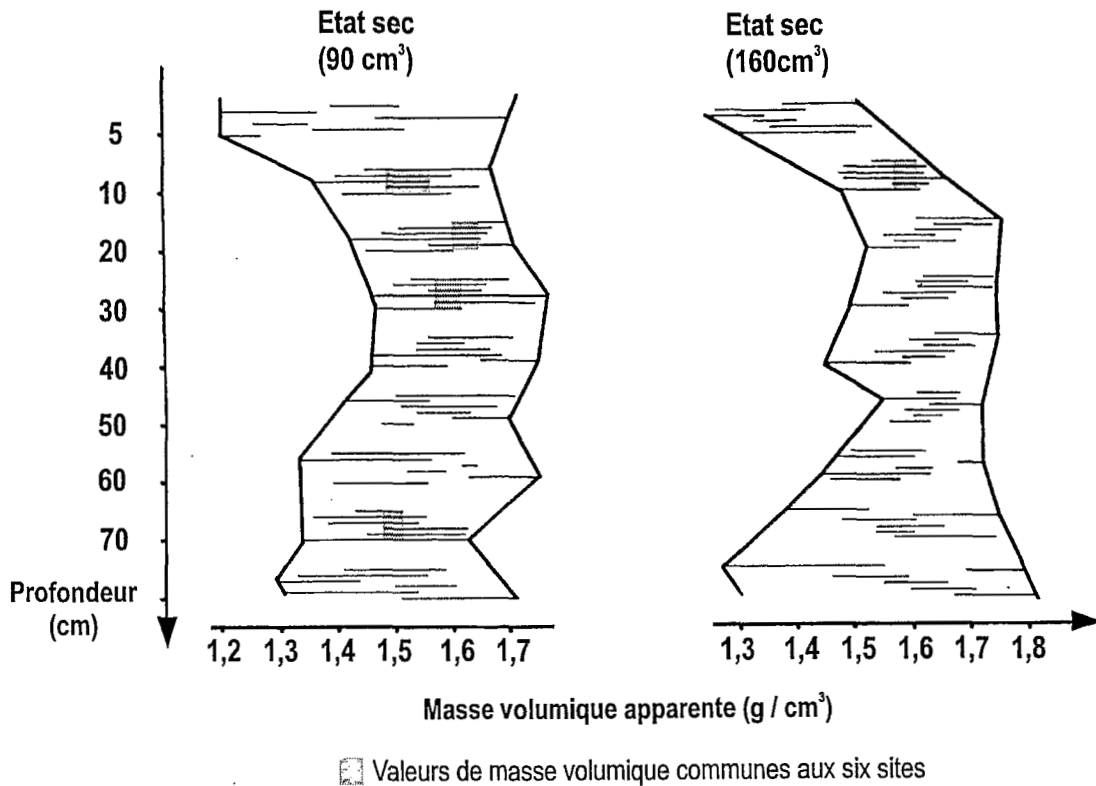
Pour un niveau de prélèvement donné d'un même profil, la masse volumique varie notablement et cette variation est plus importante avec le petit cylindre qu'avec le grand, sauf en profondeur où c'est l'inverse (tableau VII.7; fig. VII.5). Pour l'ensemble des profils<sup>6</sup>, cette variation est encore plus accentuée, mais l'éventail de valeurs présente le plus souvent une zone commune pour chacun des niveaux d'échantillonnage, sauf en surface et en profondeur, où la gamme des valeurs est très large et disjointe entre les profils. Ce n'est pas l'ensemble des niveaux de prélèvement d'un même profil qui différencie celui-ci des autres, mais un ou deux niveaux seulement, et cela pour tous les profils.

6. Nous nous sommes attachés à réaliser des prélèvements "équivalents" d'un profil à l'autre, c'est-à-dire que les échantillons d'une profondeur donnée ont été prélevés au même niveau d'un horizon pour chaque profil.



**Fig. VII 5 - Variabilité de la masse volumique apparente sèche du sol de la station Hilaria pour deux volumes d'échantillonnage**

(6 sites de mesures ; 6 répétitions pour chaque profondeur et pour chaque site)  
(chaque trait horizontal couvre la gamme de variation de la masse volumique des 6 échantillons d'un même site)



L'erreur sur la mesure n'est pas suffisante pour expliquer les variations de la masse volumique apparente, aussi bien au niveau du profil que d'un profil à l'autre. Il existe donc une **double variabilité spatiale**, l'une au **niveau métrique**, l'autre au **niveau multidécamétrique**. Cette variabilité est croisée entre ces deux niveaux, car à une même profondeur, la masse volumique peut varier aussi bien faiblement que fortement, à la fois pour un profil donné que d'un profil à l'autre. Il en résulte que ces deux variabilités spatiales peuvent soit se compenser, soit s'additionner. Il y a donc intérêt à multiplier les mesures de manière à obtenir une valeur statistique moyenne.

La variabilité spatiale de la masse volumique apparente au niveau de la station *Hilaria*, caractérisée par son coefficient de variation (CV = 3 à 6%), reste cependant relativement faible, et elle est du même ordre de grandeur que celle mentionnée par différents auteurs (2 à 12% selon les méthodes) dont une revue bibliographique a été faite par Gascuel-Odoux (1984b). Ces travaux montrent que la masse volumique apparente suit une loi de distribution normale et qu'elle comporte une faible distance d'autocorrélation, généralement inférieure à 5 ou 6 mètres, mais pouvant atteindre parfois 20 mètres (Iris, 1986).

La variabilité spatiale de la masse volumique apparente, bien que faible, induit une incertitude, car deux sites, même très proches (moins d'un mètre), peuvent présenter une différence absolue de 0,16 g cm<sup>-3</sup> entre leur masse volumique, soit une différence relative de l'ordre de 10%. Cela introduit une imprécision notable sur l'humidité volumique et sur le stock hydrique correspondant.

### 3.13. Masse volumique apparente du sol à l'état humide

A l'état humide, la masse volumique apparente moyenne du sol présente la même distribution verticale que celle obtenue pour le sol à l'état sec, mais elle est toujours inférieure à cette dernière (tableau VII.11, fig. VII.4).

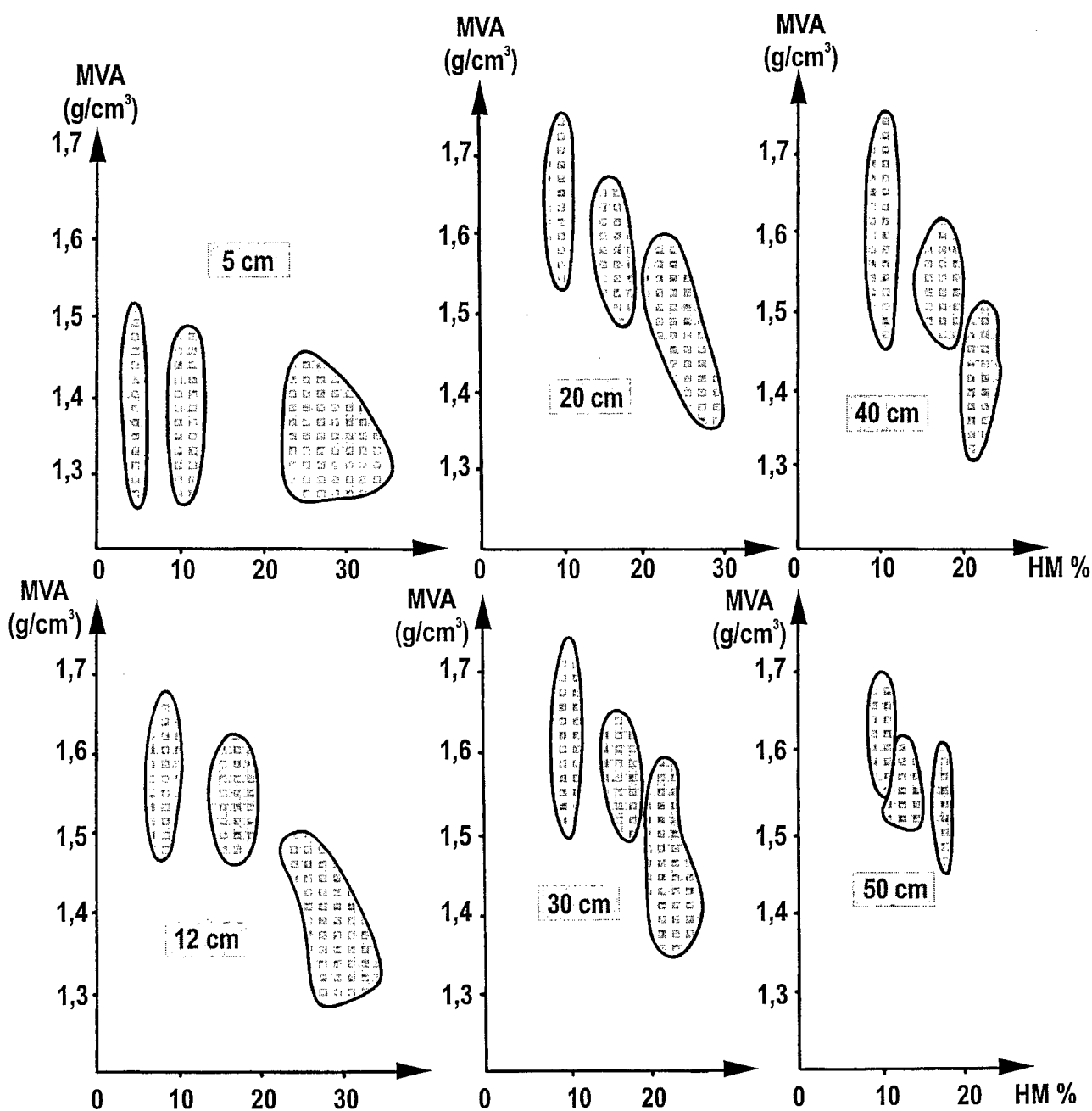
Tableau VII.11– STATISTIQUES ÉLÉMENTAIRES CONCERNANT LA MASSE VOLUMIQUE APPARENTE MOYENNE DU SOL À L'ÉTAT HUMIDE DE LA STATION *HILARIA* MESURÉE AVEC UN CYLINDRE DE 160 CM<sup>3</sup>  
(M = moyenne en g.cm<sup>-3</sup> et en %;  $\sigma$  = écart-type; CV = coefficient de variation en %; 50 échantillons pour chaque profondeur)  
(intervalle de confiance au seuil 95%)

Profondeur (cm)	Masse volumique			Humidité massique		
	M	$\sigma$	CV	M	$\sigma$	CV
5	1,36	0,058	4,3	26,1	2,51	9,6
12	1,42	0,062	4,4	25,4	1,57	6,2
20	1,49	0,063	4,2	22,9	1,86	8,1
30	1,52	0,070	4,6	21,1	2,70	12,8
40	1,51	0,071	4,7	18,0	2,25	12,5
50	1,50	0,067	4,5	17,1	1,14	6,7

L'écart entre ces valeurs moyennes, obtenues avec le même cylindre (160 cm<sup>3</sup>), varie de 0,11 à 0,13 g cm<sup>-3</sup>, sauf en surface où il n'est que de 0,03 g cm<sup>-3</sup>. Les coefficients de variation sont très voisins pour les deux états hydriques, mais ils sont cependant légèrement supérieurs pour les valeurs obtenues à l'état humide, par suite du plus grand nombre d'échantillons et par la teneur en eau qui varie d'un profil à l'autre. Ces valeurs de masse volumique du sol à l'état humide sont nettement inférieures à celles obtenues pour le sol à l'état sec avec le petit cylindre. La taille du prélèvement est donc très secondaire par rapport à l'influence de l'état hydrique du sol.

La diminution notable de la masse volumique apparente avec l'augmentation de l'humidité est due à la forte teneur en argile gonflante, du type smectite (Tessier, 1984; Wilding et Hallmark, 1984; Bruand, 1986; Tariq et Durnford, 1993; Waller et Wallender, 1993). Cela se vérifie pour les profondeurs 12 à 50 cm, c'est-à-dire les horizons argileux, ce qui n'est pas le cas pour la surface, nettement moins argileuse (fig. VII.6). Cette corrélation est très globale, car il existe une dispersion relativement importante des points représentant les couples MVA – HP (humidité massique), qui n'est en fait que le reflet de la variabilité spatiale mise en évidence précédemment. Les différents couples MVA – HP se groupent en trois ensembles distincts, chacun d'eux étant représenté par la courbe enveloppe des points. Deux de ces ensembles correspondent aux deux états hydriques extrêmes entre lesquels évolue l'humidité du sol en conditions naturelles. D'une part, un "état sec", que l'on rencontre durant la plus grande partie de l'année, d'autre part, un "état humide", que l'on rencontre

**Fig. VII 6 - Station Hilaria : relation entre la masse volumique apparente du sol (MVA) et l'humidité massique (HM) à laquelle cette masse volumique a été mesurée, à différentes profondeurs du sol**



(chaque courbe-enveloppe contient 60 points à l'humidité minimum, 20 points à l'humidité intermédiaire et 30 à 80 points à l'humidité maximum)

immédiatement après une pluie pendant la période de juin à septembre. A chacun de ces états hydriques correspond une gamme de variation de la masse volumique apparente qui, à l'état sec, est disjointe de la gamme de l'état humide, avec cependant une zone commune entre les deux états. Au niveau stationnel, la **masse volumique apparente évolue ainsi entre deux valeurs limites pour un état hydrique donné**, ces valeurs limites dépendant elles-mêmes du **degré d'humectation du sol** (tableau VII.12).

Tableau VII.12 – GAMME DE VARIATION DE LA MASSE VOLUMIQUE APPARENTE DU SOL DE LA STATION *HILARIA* POUR LES ÉTATS HYDRIQUES EXTRÊMES DU SOL  
(MVA = gamme de variation de la masse volumique en g.cm<sup>-3</sup>; Hm = gamme de variation de l'humidité massique en %) (intervalle de confiance au seuil 95%)

profondeur (cm)	état sec		état humide	
	Hm	MVA	Hm	MVA
5	3-6	1,25-1,52	22-35	1,26-1,45
12	6-10	1,46-1,68	22-34	1,29-1,50
20	8-12	1,52-1,75	20-30	1,35-1,60
30	8-12	1,49-1,74	20-27	1,35-1,59
40	8-12	1,45-1,75	19-24	1,31-1,52
50	8-12	1,54-1,70	16-19	1,44-1,61

La **masse volumique apparente** présente donc au **niveau stationnel** une **double variabilité**, l'une **spatiale**, qui résulte d'une organisation structurelle différentielle du sol d'un site à l'autre, même s'ils sont très voisins, l'autre **dynamique**, qui est fonction du degré d'humidité du sol.

### 3.14. Conséquence : imprécision sur la connaissance du stock hydrique du sol

L'existence d'une double variabilité de la masse volumique apparente au niveau stationnel apporte une imprécision sur la valeur du stock hydrique du sol. S'il est possible de "gommer" l'influence de la variabilité spatiale de la masse volumique apparente en effectuant la mesure de l'humidité toujours sur le même site, et à condition de connaître précisément la masse volumique apparente en ce site, on ne peut s'affranchir de la variation de cette dernière en fonction de l'humidité. En effet, si l'on utilise uniquement la masse volumique apparente déterminée à l'état sec pour calculer le stock hydrique pour les deux états d'humidité extrêmes du sol, au lieu d'utiliser la masse volumique apparente correspondant à chacun de ces deux états d'humidité extrêmes, on aboutit à une sur-estimation globale de la variation de ce stock de l'ordre de 12%, pour la tranche 0-60 cm, comme le montre l'exemple suivant (tableau VII.13).

Tableau VII.13 – VARIATION DU STOCK HYDRIQUE (EN MM) ENTRE DEUX ÉTATS D'HUMIDITÉ EXTRÊMES DU SOL SELON LE MODE DE CALCUL DE CE STOCK  
(MVA = masse volumique apparente moyenne; T1 = stock à l'état sec, calculé avec MVA état sec; T2 = stock à l'état humide après infiltration, calculé avec MVA état sec; T3 = stock à l'état humide après infiltration, calculé avec MVA état humide)

Profondeur (cm)	Stock calculé seulement avec MVA état sec			Stock calculé avec MVA état sec et humide			Différence de stock selon les deux modes de calcul
	T1	T2	T2-T1	T1	T3	T3-T1	
0-15	11,5	66,6	55,1	11,5	62,1	50,6	4,5
15-30	19,0	62,7	43,7	19,0	58,0	39,0	4,7
30-45	25,0	52,7	27,7	25,0	49,2	24,2	3,5
45-60	29,0	40,3	11,3	29,0	37,8	8,8	2,5
Total	84,5	222,3	137,8	84,5	207,1	122,6	15,2

Le calcul précédent utilise les valeurs moyennes de masse volumique apparente (tableaux VII.10 et 11). Or celles-ci varient, au niveau stationnel et pour chacun des états hydriques extrêmes, dans une gamme de valeurs relativement étendue (tableau VII.12). En utilisant cette dernière, le calcul du stock hydrique donne les variations de stock suivantes :

- stock 0–60 cm calculé uniquement avec la masse volumique en sec : état hydrique sec = 78,8 à 90,5 mm; état hydrique humide = 205,9 à 238,7 mm.
- stock 0–60 cm calculé avec la masse volumique correspondant à l'état hydrique du sol : état hydrique sec = 78,8 à 90,5 mm; état hydrique humide = 190,5 à 217,0 mm.

Ainsi, **en n'utilisant que la masse volumique apparente déterminée à l'état sec, sans tenir compte de l'état hydrique du sol, la variation de stock hydrique entre l'état initial sec et l'état final humide est sur-estimée de 59,9 mm, soit 46%, dans le cas le plus défavorable, et de 22,8 mm, soit 18%, dans le cas le moins défavorable.**

Lors du calcul du stock hydrique, **la non-utilisation de la masse volumique apparente correspondant à l'état d'humidité du sol introduit une incertitude importante dans ce calcul.** Mais si cette utilisation est possible pour les états hydriques extrêmes, elle devient difficile lorsque le sol évolue entre ces états hydriques extrêmes, car la masse volumique apparente varie en même temps que l'humidité elle-même.

### 3.15. L'espace poral et sa variabilité

Le calcul de la porosité nécessite la connaissance de la masse volumique réelle. La valeur moyenne de cette dernière (tableau VII.14) ne varie pas jusqu'à 50 cm de profondeur, ce qui souligne la très bonne homogénéité du matériau constitutif du sol à ce niveau, lequel correspond aux horizons argileux. Au-delà de 50 cm, la masse volumique réelle augmente très légèrement, témoignant ainsi du passage à la roche-mère. Le coefficient de variation est très faible, moins de 2%, que ce soit au niveau des profils considérés individuellement, ou pour l'ensemble de ceux-ci, et cela malgré le grand nombre d'échantillons. La variation constatée sur la masse volumique réelle est due essentiellement à l'erreur de mesure elle-même, et il n'existe pas pour ce paramètre de variabilité spatiale comparable à celle qui existe pour la masse volumique apparente. Cela s'explique par le type de mesure qui reflète la nature physique du matériau dans le cas de la masse volumique réelle, alors que la masse volumique apparente reflète l'architecture de ce matériau.

Tableau VII.14 – STATISTIQUES ÉLÉMENTAIRES CONCERNANT LA MASSE VOLUMIQUE RÉELLE MOYENNE DU SOL DE LA STATION *HILARIA*  
(masse volumique réelle en  $\text{g cm}^{-3}$ ;  $\sigma$  = écart-type;  $n = 64$  à 70 selon les profondeurs; intervalle de confiance au seuil 95%)

Profondeur	Moyenne	$\sigma$	Minimum	Maximum	CV(%)
5	2,55	0,052	2,48	2,64	2,0
12	2,54	0,039	2,49	2,60	1,5
20	2,54	0,036	2,49	2,61	1,4
30	2,54	0,037	2,46	2,60	1,5
40	2,54	0,042	2,48	2,61	1,6
50	2,55	0,042	2,48	2,62	1,6
60	2,57	0,034	2,49	2,62	1,3
70	2,58	0,042	2,51	2,64	1,6
80	2,59	0,040	2,52	2,66	1,6

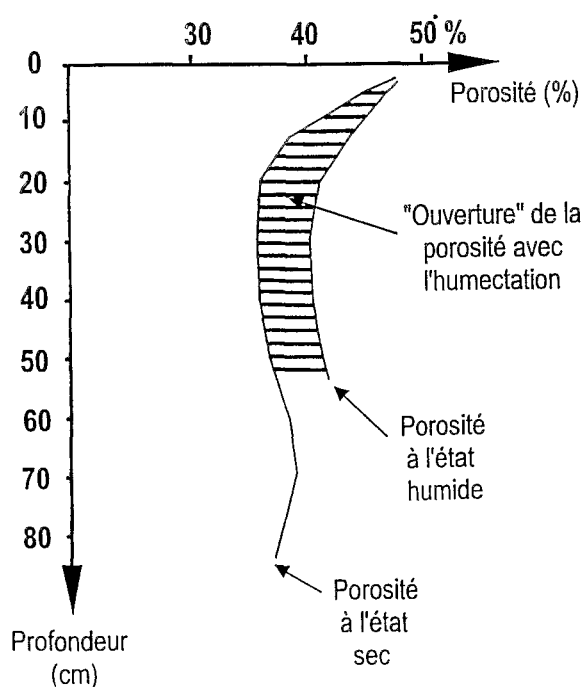
La porosité totale moyenne pour les deux états hydriques extrêmes du sol (tableau VII.15, fig. VII.7) a été calculée à partir des valeurs moyennes de la masse volumique apparente pour les deux états hydriques extrêmes du sol (tableaux VII.10 et 11) et de la masse volumique réelle (tableau VII.14). Plus le sol est humide, plus sa porosité totale augmente, et cette augmentation correspond en valeur relative à une "ouverture" apparente, de l'ordre de 12 à 14%, de l'espace où circule l'eau. Cette différence relative de porosité entre état sec et état humide peut-être encore plus grande si l'on utilise la masse volumique apparente maximum à l'état sec et minimum à l'état humide (tableau VII.12). Dans ce cas, pour la profondeur 20 cm par exemple, la porosité totale en valeur absolue évolue de 31,1% à 46,8%, soit une augmentation relative supérieure à 40%. Mais l'inverse peut aussi exister et dans ce cas la différence de porosité entre état sec et état humide est très faible, voire nulle.

Tableau VI.15 – POROSITÉ TOTALE MOYENNE (EN %) DU SOL DE LA STATION *HILARIA* POUR LES DEUX ÉTATS HYDRIQUES EXTRÊMES

Profondeur	Etat sec	Etat humide
5	45,5	46,7
12	38,6	44,1
20	36,2	41,3
30	35,8	40,2
40	35,8	40,6
50	36,9	41,2
60	38,5	–
70	38,8	–
80	37,5	–

Fig. VII 7 - Porosité totale moyenne du sol de la station Hilaria en fonction de l'état hydrique

(calculée à partir des valeurs moyennes des masses volumiques apparente et réelle)



### 3.16. Conclusion

La **masse volumique apparente** du sol est un **paramètre fondamental** à déterminer, car il **conditionne fortement la validité et la précision des valeurs du stock hydrique** du sol. **A l'erreur due à la méthode de mesure de l'humidité, s'ajoute l'erreur sur le calcul du stock hydrique due à la double variabilité** de la masse volumique apparente, **l'une spatiale, l'autre dynamique**. Si l'erreur sur la variabilité spatiale peut être réduite en effectuant les mesures diachroniques de l'humidité sur le même site, il est par contre très difficile de s'affranchir de l'erreur sur la variabilité dynamique provenant de la variation d'humidité.

### 3.2. LA RÉTENTION HYDRIQUE DU SOL

L'eau dans le sol se trouve sous un certain état énergétique qui correspond essentiellement à une énergie potentielle. Celle-ci dépend de différents facteurs comme la pesanteur, la teneur en sels dissous, la pression de la phase gazeuse, l'organisation et la constitution du sol. Parmi ces facteurs, c'est la phase solide du sol qui détermine en grande partie l'état énergétique de l'eau dans le sol, car elle exerce sur cette dernière des forces de succion, ou potentiel matriciel, qui conditionnent les mouvements de l'eau dans le sol. Pour caractériser le comportement énergétique d'un sol donné vis-à-vis de l'eau, on détermine sa courbe de rétention hydrique pour différents potentiels. Ces courbes, caractéristiques intrinsèques d'un sol, sont *d'une importance fondamentale en physique du sol car elles expriment l'influence de la structure, de la porosité, de la distribution des pores et de l'adsorption sur l'état de l'eau du sol*. Ce sont les variations de cet état qui vont déterminer les possibilités de circulation de l'eau dans le sol et de prélèvement par les plantes (Hillel, 1974, 1980).

Il existe plusieurs modèles reliant la rétention en eau d'un sol à certaines de ses propriétés, comme la texture, la masse volumique apparente, la porosité totale ou la teneur en matière organique (Gupta et Larson, 1979b; Rawls et Brakensiek, 1982, 1989; Cosby *et al.*, 1984; Vereecken *et al.*, 1989; Rawls *et al.*, 1991; Williams *et al.*, 1992; Vereecken, 1995). **Nous nous sommes limités ici à une détermination expérimentale** de la courbe de rétention hydrique du sol.

### 3.21. Méthode

La méthode retenue est celle de Richards (Chamayou et Legros, 1989), en chambre d'extraction pour haute et basse pression avec plaque poreuse, qui a été utilisée pour cinq profils de sol, avec trois répétitions pour chaque profondeur. Les succions appliquées sur les échantillons varient de  $W = 1500$  KPa (15 bars ou pF 4,2, point de flétrissement permanent) à  $W = 30$  KPa (0,3 bar ou pF 2,5, capacité au champ), avec des potentiels intermédiaires. La mesure, qui est faite par "désorption", est effectuée sur un échantillon remanié, de masse réduite (15 à 20 g). Or, *aux basses succions, la rétention de l'eau est fortement influencée par la structure du sol et par la distribution des pores. En conséquence, les mesures faites sur sols remaniés ne peuvent pas être considérées comme représentatives des conditions au champ* (Hillel, 1974). Pour se rapprocher donc des conditions naturelles, nous avons réalisé pour un seul profil de sol, les mêmes mesures que ci-dessus mais sur des échantillons non remaniés, de masse plus importante (100 à 150 g), en utilisant une durée de saturation et d'extraction de 10 jours chacune.

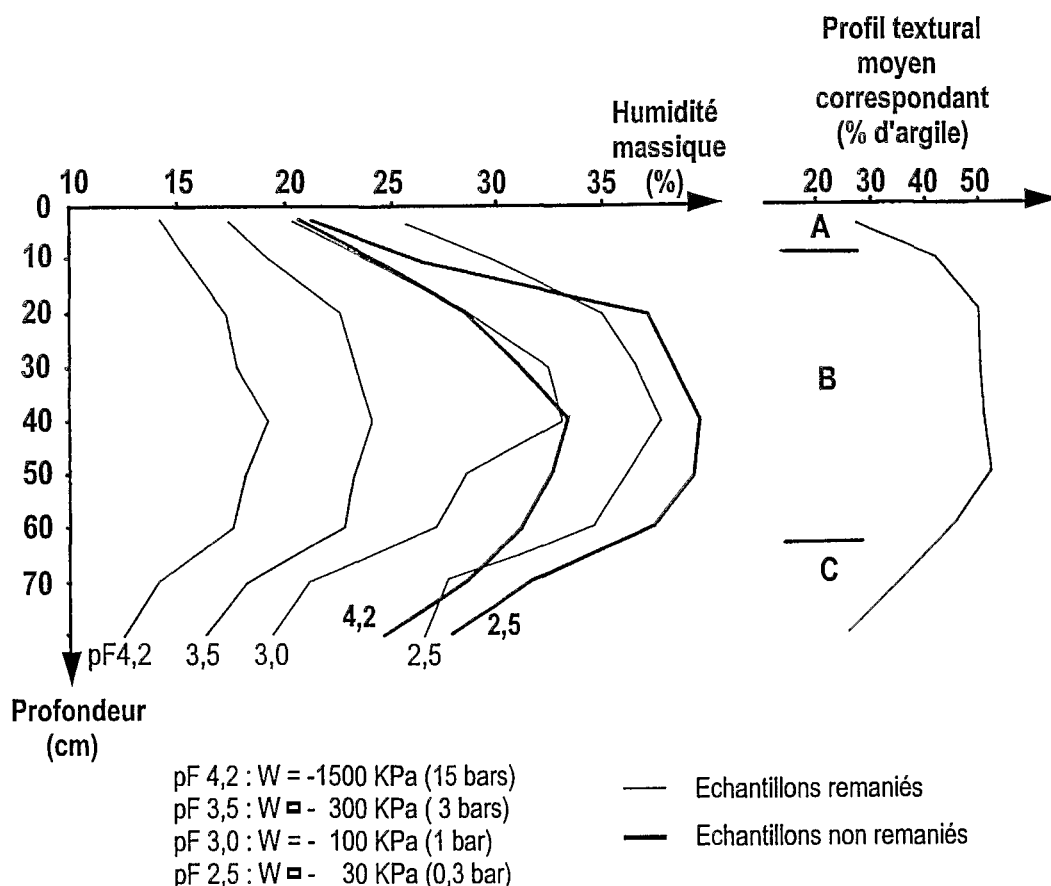
### 3.22. Résultats

En ce qui concerne les échantillons remaniés, l'allure générale de la courbe moyenne de rétention hydrique, tous résultats confondus, est la même de haut en bas du profil pour chacun des potentiels matriciels (tableau VII.16, fig. VII.8 et VII.9).

La variation de l'intensité de la rétention hydrique est attribuée généralement à la variation texturale (Gupta *et al.*, 1979b, Cosby *et al.*, 1984), ce qui se vérifie ici. En effet, de haut en bas du profil, les variations de rétention hydrique reflètent les variations texturales du sol : à un horizon A de 10cm d'épaisseur contenant moins de 30% d'argile, succède un horizon B argileux (45 à 55% d'argile), puis à partir de 70 cm de profondeur un horizon C dont la teneur en argile est inférieure à 35%.

Les courbes de rétention hydrique obtenues pour les échantillons non remaniés ont une allure semblable dans leur variation verticale à celle des courbes obtenues pour les échantillons remaniés (tableau VII.17, fig. VI.8). A pF 4,2, les teneurs en eau sont beaucoup plus élevées que pour les échantillons remaniés, ce qui souligne la très forte rétention hydrique qu'exerce la phase argileuse du sol lorsque la structure de celui-ci est conservée. Il ne s'agit cependant pas d'une eau adsorbée par les argiles, mais d'une eau localisée dans la microporosité du sol et qui est encore disponible pour les plantes. La notion de point de flétrissement

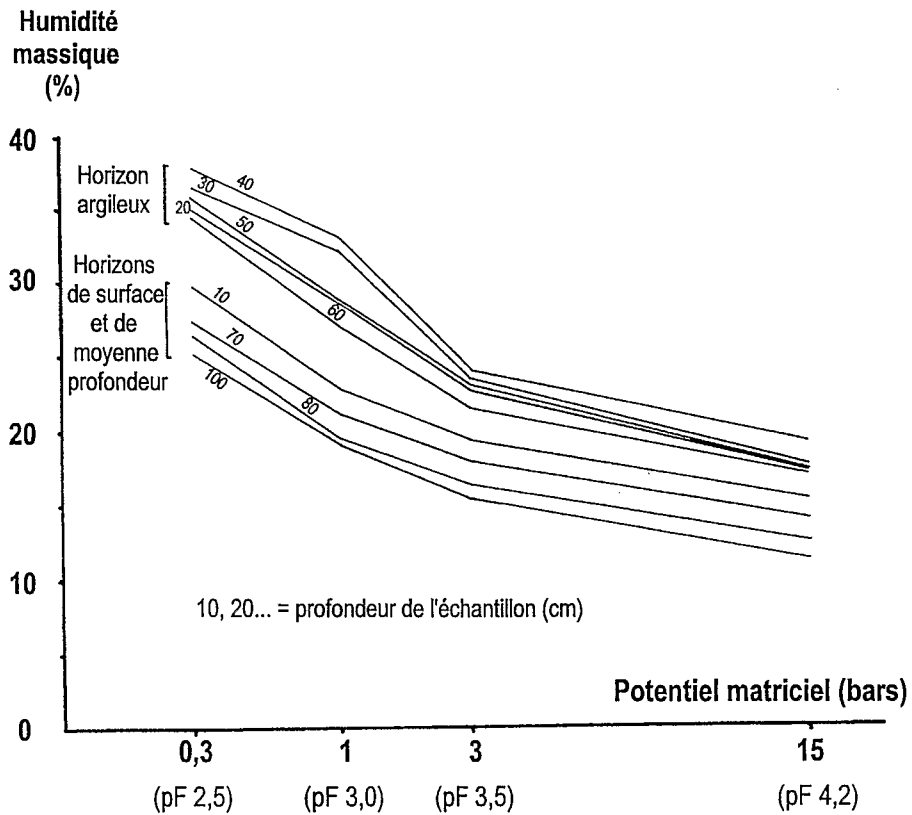
**Fig. VII 8 - Courbes de rétention en eau du sol de la station Hilaria pour différents potentiels matriciels et relation avec la teneur en argile**  
(moyenne de cinq profils différents)





**Fig. VII 9 - Courbes de rétention en eau à différentes profondeurs du sol de la station Hilaria en fonction du potentiel matriciel pour des échantillons remaniés**

(moyenne de cinq profils différents)



permanent dans un tel milieu est donc théorique, car, comme nous le verrons par la suite, les plantes utilisent l'eau à des teneurs bien inférieures à celles du pF 4,2 ci-dessus. Ces mesures sur échantillons non remaniés ne doivent être cependant considérées que comme des valeurs indicatives du comportement *in situ* du sol, car elles concernent un échantillon isolé de faible volume, alors qu'il faudrait prendre en compte un volume beaucoup plus grand, intégrant les différentes discontinuités et hétérogénéités, comme dans le sol en place.

**Tableau VI.16 - VALEURS MOYENNES DE LA RÉTENTION EN EAU PAR LE SOL DE LA STATION HILARIA POUR DIFFÉRENTS POTENTIELS MATRICIELS MESURÉES SUR ÉCHANTILLONS REMANIÉS**

(n = 15 échantillons par profondeur; M = moyenne de la rétention en eau exprimée en humidité massique %;  $\sigma$  = écart-type; CV = coefficient de variation en %; intervalle de confiance au seuil 95%)

profondeur (cm)	pF 4,2			pF 3,5			pF 3,0			pF 2,5		
	M	$\sigma$	CV	M	$\sigma$	CV	M	$\sigma$	CV	M	$\sigma$	CV
5	14,4	1,45	10,1	18,0	1,70	9,4	21,2	1,89	8,9	26,8	2,49	9,3
10	15,4	0,97	6,3	19,4	1,22	6,3	22,8	1,37	6,0	29,7	1,81	6,1
20	17,3	1,41	8,1	22,7	2,20	9,7	28,5	2,83	9,9	34,9	3,60	10,3
30	17,8	1,65	9,3	23,4	2,65	11,3	32,3	3,41	10,6	36,6	5,27	14,4
40	19,3	1,42	7,4	24,1	2,76	11,5	33,1	3,58	10,8	37,8	5,00	13,2
50	18,2	0,86	4,7	23,2	1,79	7,7	28,5	2,69	9,4	36,0	3,54	9,8
60	17,8	0,74	4,2	22,7	1,28	5,6	27,0	1,58	5,9	34,4	2,12	6,2
70	14,1	0,70	5,0	18,2	1,08	5,9	21,2	1,44	6,8	27,6	2,27	8,2
80	12,5	0,96	7,7	16,3	1,35	8,3	19,4	1,67	8,6	26,4	2,69	10,2

Tableau VI.17 – VALEURS MOYENNES DE LA RÉTENTION EN EAU PAR LE SOL  
DE LA STATION *HILARIA* POUR DIFFÉRENTS POTENTIELS MATRICIELS  
MESURÉES SUR ÉCHANTILLONS NON REMANIÉS

(n = 3 échantillons par profondeur; Hm = moyenne de la rétention en eau exprimée en humidité massique %)

profondeur (cm)	pF 4,2 Hm	pF2,5 Hm
5	21,6	22,4
10	24,0	26,2
20	28,3	37,0
30	31,0	38,3
40	33,7	39,4
50	32,8	39,2
60	32,0	37,2
70	28,4	31,5
80	24,5	27,8

### 3.23. Conclusion

La texture et le type de minéraux argileux jouent un rôle capital dans les processus de rétention et de stockage de l'eau par le sol. En particulier, l'horizon B du sol constitue un milieu très favorable à une forte rétention hydrique, et c'est essentiellement cet horizon qui va déterminer la quantité d'eau emmagasinée par le sol.

## 3.3. CINÉTIQUE INFILTRATION – RESSUYAGE

### 3.31. Méthode

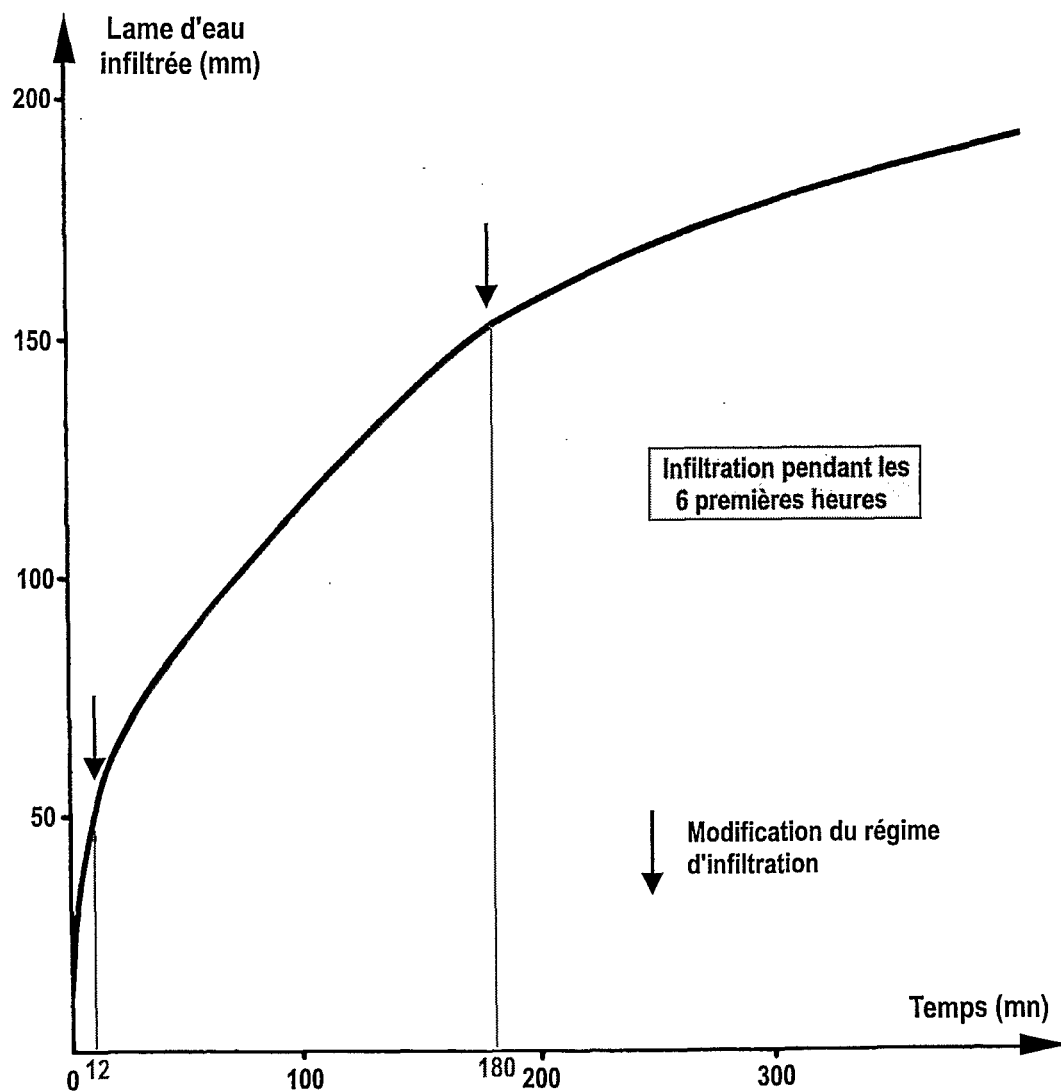
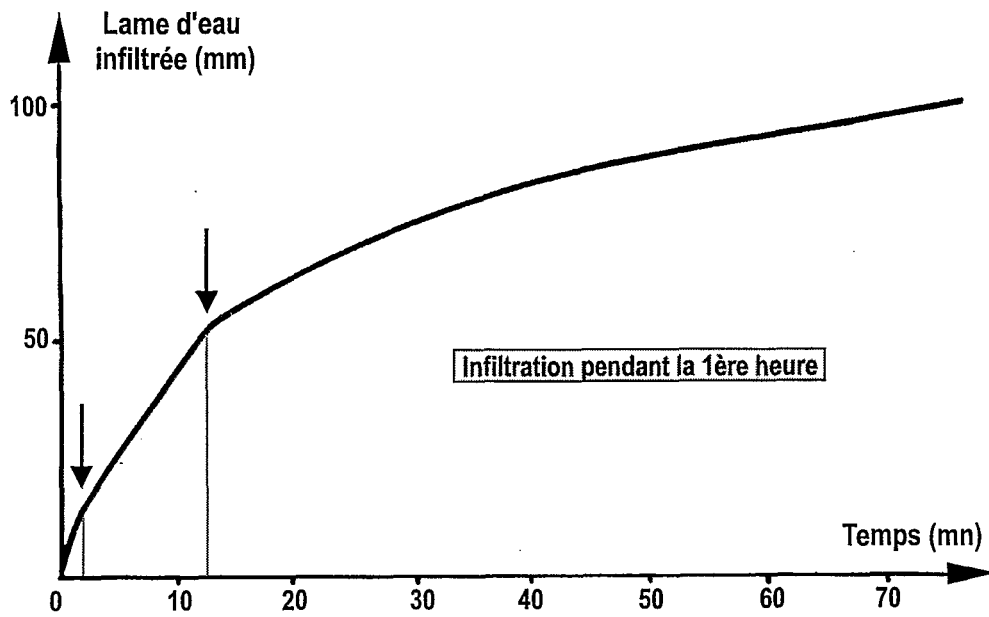
La méthode utilisée est celle du double anneau (Vachaud *et al.*, 1978; Boivin *et al.*, 1988; Touma et Boivin, 1988), qui consiste à mesurer la vitesse d'infiltration de l'eau sur une surface circulaire de 1 m<sup>2</sup> de sol en place, délimitée par un cylindre enfoncé de quelques centimètres. Un dispositif d'alimentation fonctionnant en vase de Mariotte permet de maintenir une lame d'eau constante à la surface. Pour que l'infiltration se fasse essentiellement avec des flux verticaux, le sol autour du cylindre de 1 m<sup>2</sup> est humidifié de la même manière que ci-dessus, grâce à un second cylindre de 5 m<sup>2</sup> disposé concentriquement au précédent. L'humidité est mesurée à partir d'un tube d'accès pour l'humidimètre installé au centre du dispositif, ce qui permet de suivre la cinétique d'infiltration et de ressuyage. Avec cette méthode, la surface d'infiltration prend en compte le module de base "touffe végétale de *Hilaria* en relief – espace inter-touffe dénudé en dépression" (cf. 2.222 du chapitre II). Deux sites ont été testés, dont les résultats sont très comparables entre eux.

### 3.32. Résultats

Sur un sol initialement sec, quatre régimes différents d'infiltration peuvent être distingués (fig.VII. 10; tableau VII. 18) :

- pendant la première minute, la vitesse d'infiltration est extrêmement rapide (60 cm h<sup>-1</sup>), ce qui permet le stockage d'une lame d'eau de 10 mm.

Fig. VII 10 - Station Hilaria : infiltration sous charge constante :  
lame d'eau infiltrée en fonction du temps



- de la première jusqu'à la douzième minute, la vitesse d'infiltration reste pratiquement constante (23,6 cm h<sup>-1</sup>); pendant cette période, il s'infiltré 43 mm.

- à la douzième minute il apparaît une rupture de pente très nette sur la courbe lame infiltrée = f (temps); à partir de ce moment le régime d'infiltration se modifie jusqu'à l'obtention d'une nouvelle vitesse, plus faible que la précédente, et qui reste aussi pratiquement constante jusqu'à la fin de la troisième heure (3 à 4 cm h<sup>-1</sup>). Cette phase permet l'infiltration d'une lame d'eau de 104 mm.

- au début de la troisième heure, une nouvelle rupture de pente indique une autre modification du régime d'infiltration; la vitesse devient alors très réduite et décroît très progressivement (de 1,5 à 0,5 cm h<sup>-1</sup>) jusqu'à la fin de l'infiltration, au bout de 28 heures. Durant cette phase, la lame d'eau infiltrée est de 133 mm, soit au total 290 mm pour l'ensemble de l'infiltration.

Tableau VII.18 – VITESSE D'INFILTRATION DE L'EAU DANS LE SOL (CM/H)  
DE LA STATION *HILARIA* SOUS CHARGE CONSTANTE  
(t<sub>1</sub>' à t<sub>2</sub>' = vitesse d'infiltration moyenne de la première à la douzième minute...)

première mn	60,0	de t <sub>90</sub> ' à t <sub>120</sub> '	3,3
de t <sub>1</sub> ' à t <sub>12</sub> '	23,6	e t <sub>120</sub> ' à t <sub>150</sub> '	3,1
de t <sub>12</sub> ' à t <sub>24</sub> '	7,4	de t <sub>150</sub> ' à t <sub>180</sub> '	2,8
de t <sub>24</sub> ' à t <sub>36</sub> '	5,1	4 <sup>e</sup> heure	1,5
de t <sub>36</sub> ' à t <sub>48</sub> '	4,3	5 <sup>e</sup> heure	1,2
de t <sub>48</sub> ' à t <sub>60</sub> '	3,9	6 <sup>e</sup> heure	1,0
de t <sub>60</sub> ' à t <sub>90</sub> '	3,4	7 <sup>e</sup> heure	0,8

L'humectation du sol<sup>1</sup> concerne essentiellement les 50 cm supérieurs du sol (fig. VII.11), et malgré l'apport important en eau, le front d'humectation n'a pas dépassé 65 cm de profondeur. Dès la fin de l'infiltration, le sol a été recouvert d'une bâche afin d'empêcher l'évaporation, jusqu'à ce que la redistribution d'eau dans le profil se stabilise, ce qui correspond au profil d'humectation maximum. Lorsque ce dernier a été obtenu (30 heures après le début de l'infiltration), la bâche a été enlevée afin de suivre la cinétique de ressuyage en conditions naturelles. Celle-ci montre que la consommation en eau s'effectue très rapidement dans les 48 heures suivantes et elle décroît ensuite progressivement. Après une douzaine de jours, le profil hydrique retrouve une allure comparable à celle d'avant l'infiltration, sauf pour les niveaux 40 et 50 cm qui restent légèrement plus humides (fig. VII.11).

Nous avons essayé d'ajuster la courbe expérimentale d'infiltration ci-dessus à l'équation de l'infiltration de Philip (1957) qui s'applique à des sols homogènes dont le profil d'humidité initiale est uniforme<sup>2</sup>. La lame infiltrée *I* cumulée en fonction du temps *t* est donnée par :  $I(t) = S t^{1/2} + At$ , où *S* est la sorptivité (dimension : LT<sup>-1/2</sup>) qui exprime la capacité du sol à absorber l'eau par capillarité, et *A* un paramètre

1. Pendant cette cinétique infiltration-ressuyage, six tensiomètres ont été installés de 10 à 100 cm de profondeur sur le même site que le tube d'accès pour les mesures à l'humidimètre à neutrons. Les résultats qui ont été obtenus avec ces tensiomètres sont le plus souvent inexploitable car les appareils ont été peu fiables (souvent défectueux) et les mesures très discontinues dans le temps (décrochages fréquents). Ainsi, nous n'avons pas pu obtenir de courbes *h* (0) et *K* (0) significatives. Ces dernières sont d'ailleurs très délicates à établir dans le cas des sols déformables, ce qui est le cas des sols étudiés, et leur signification est très sujette à caution (Vauclin, 1987, cité par Perrier, 1994).

2. Ces hypothèses de départ ne sont pas vérifiées dans le cas du sol étudié, car ce dernier présente localement une croûte superficielle et des fentes de retrait, et le profil hydrique à "l'état sec" n'est pas toujours uniforme. De plus, il s'agit d'un milieu déformable. Voir à ce sujet les remarques concernant les hypothèses simplificatrices qui sont faites lors de l'application des modèles d'infiltration (cf. 4.1 du chapitre V).

**Fig. VII 11 - Station Hilaria : profils hydriques en cinétique d'infiltration sous charge constante et en cinétique de ressuyage (conditions naturelles)**  
(site n° 1)

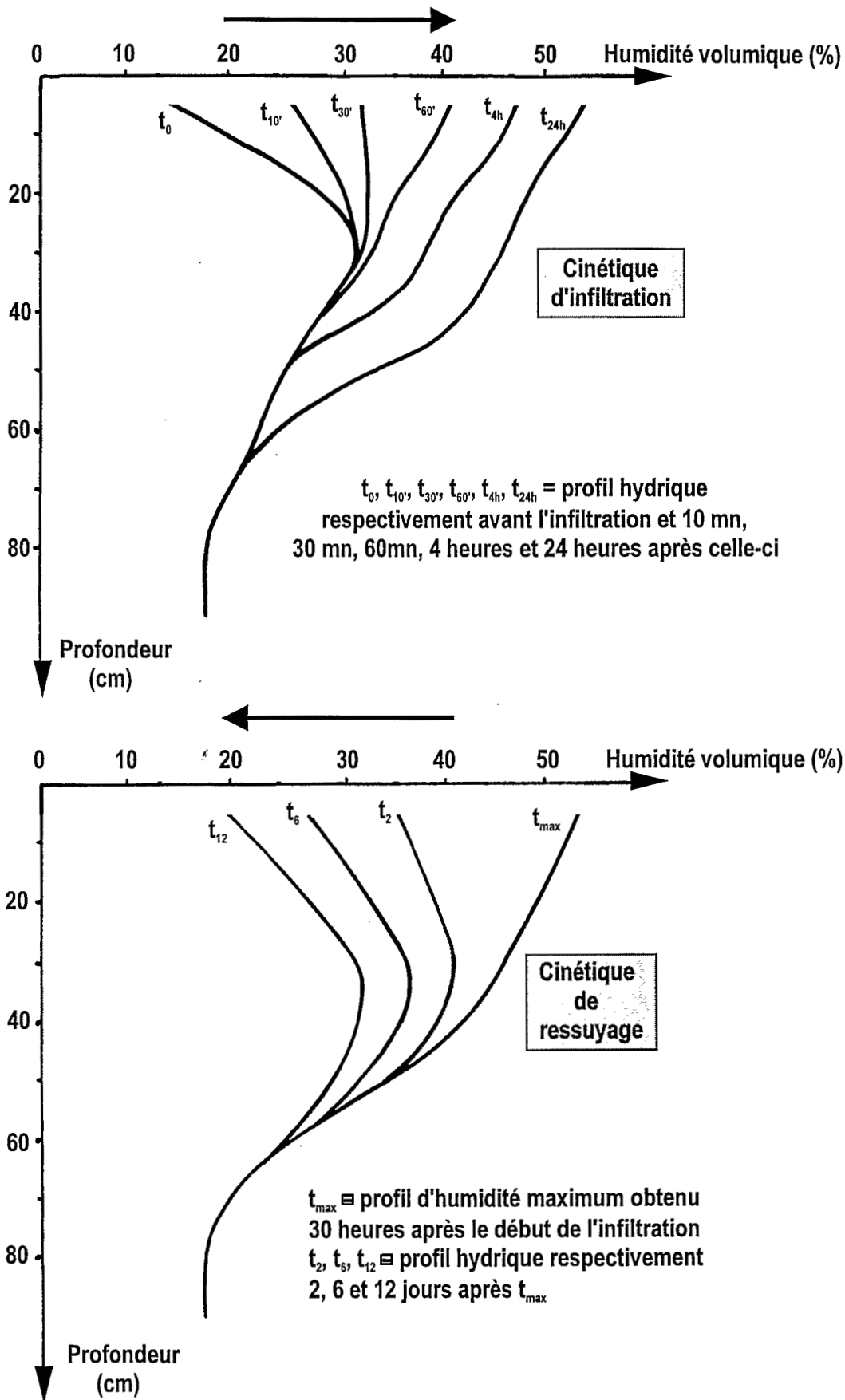


Fig. VII 12 A - Station Hilaria : ajustement de la lame infiltrée sous charge constante à l'équation de l'infiltration de Philip, sans hypothèse complémentaire pour les douze premières minutes

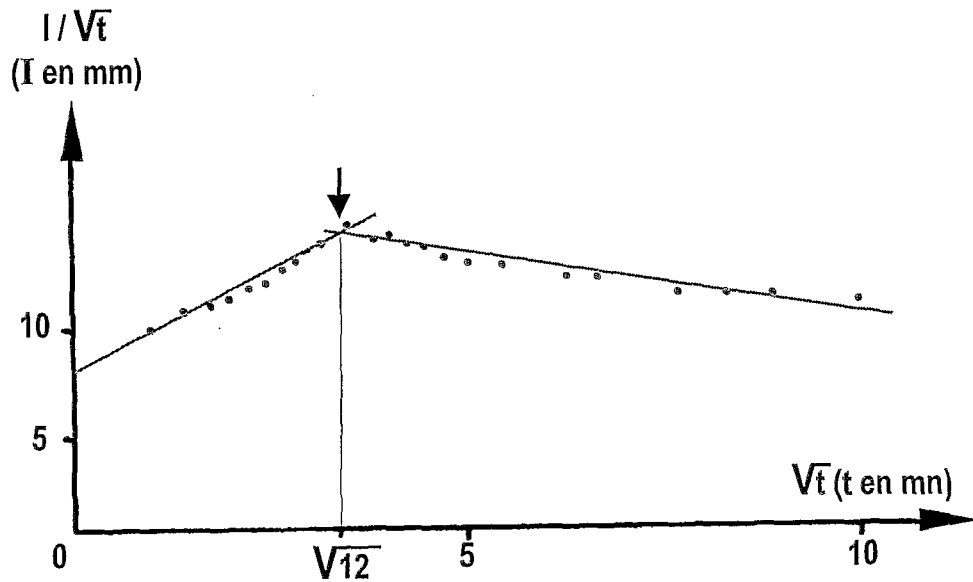
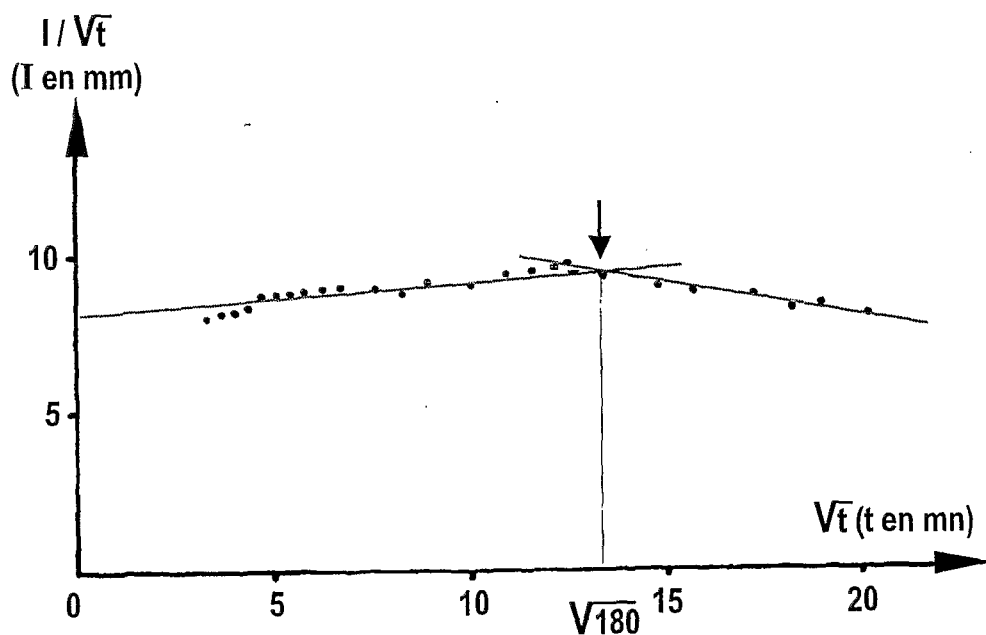


Fig. VII 12 B - Station Hilaria : ajustement de la lame infiltrée sous charge constante à l'équation de l'infiltration de Philip, avec hypothèse complémentaire pour les six premières heures



(dimension :  $LT^{-1}$ ) lié à l'écoulement par gravité et qui est de l'ordre de  $Ks/3$  à  $2 Ks/3$ ,  $Ks$  étant la conductivité hydraulique du sol à saturation. Les paramètres  $S$  et  $A$  se calculent par régression linéaire de  $I t^{-1/2}$  sur  $t^{1/2}$ .

La lame infiltrée expérimentale s'ajuste au modèle de Philip sans hypothèse complémentaire seulement pendant les douze premières minutes de l'infiltration (fig. VII.12A). Pour que le modèle de Philip s'applique au-delà de la douzième minute (fig. VII.12A), il faut faire l'hypothèse que la vitesse d'infiltration pendant les douze premières minutes est la même que celle de la période suivante. Cela revient à sous-estimer de 35 mm la lame infiltrée, cette valeur étant obtenue en prolongeant la partie supérieure de la courbe  $I(t)$  de la figure VII.10 (haut) vers l'axe des ordonnées. Avec cette hypothèse, le modèle de Philip s'applique mais seulement jusqu'à la fin de la troisième heure. Au-delà de cette dernière, la même hypothèse que ci-dessus (avec sous-estimation d'environ 70 mm de la lame infiltrée pour les trois premières heures), serait nécessaire pour ajuster l'infiltration expérimentale au modèle de Philip.

L'utilisation de ce dernier montre que le sol étudié ici ne réagit pas de la même manière tout au long de l'infiltration, ce qui est à mettre en liaison avec les quatre régimes successifs décrits ci-dessus. Durant la première minute, les 10 mm infiltrés remplissent très rapidement la macroporosité présente sous les touffes végétales de *Hilaria*. Ensuite, jusqu'à la douzième minute, c'est essentiellement l'infiltration dans l'horizon  $A^3$  qui se produit, ce que montre le profil hydrique (fig. VII.11). A partir de la douzième minute, l'eau arrive à la partie supérieure de l'horizon argileux B et le changement de microporosité que cela induit provoque la modification du régime d'infiltration que l'on observe alors. Jusqu'à la fin de la troisième heure, l'humectation de l'horizon B a lieu de manière relativement uniforme. Mais le nouveau régime d'infiltration qui se produit au début de la quatrième heure ne correspond pas à une modification morphologique du profil de sol, car à ce moment le front d'humectation ne dépasse pas 45 cm et à cette profondeur, ce front est toujours dans l'horizon B, car l'horizon C2 ne débute qu'à 65 cm. Peut-être faut-il voir dans l'installation de ce dernier régime d'infiltration l'influence de la déformation du sol (gonflement) sur la microporosité sous l'effet de la forte humectation atteinte par la moitié supérieure de l'horizon argileux. Les changements de régime d'infiltration (sauf le dernier) correspondent donc aux instants où le front d'humectation rencontre un nouvel horizon pédologique, c'est-à-dire une porosité très différente. Dans le cas présent, le sol se comporte vis-à-vis de l'infiltration non pas comme un matériau homogène sur toute son épaisseur, mais comme un matériau multicouches où chacune de celles-ci a un comportement différent.

On considère généralement que les transferts hydriques ont lieu dans la direction verticale. Or, pour le sol étudié ici, le calcul du stock d'eau accumulé pendant l'infiltration à partir des mesures neutroniques est systématiquement inférieur de 30 à 35 % par rapport à la lame d'eau apportée en surface. L'évaporation pendant l'essai et les erreurs sur le calcul de stock ne justifient pas cette différence. En l'absence de drainage, il faut bien admettre que durant la phase d'humectation, une partie non négligeable des transferts hydriques se fait par diffusion latérale, ce que permet la nature très argileuse du sol. L'application du modèle théorique d'infiltration de Philip au sol étudié ici est donc très délicate. La recherche d'un modèle mieux adapté pourra faire l'objet de travaux ultérieurs.

---

3. Cet horizon a une épaisseur variable : de 5 à 15 cm selon qu'il est situé sous une touffe végétale ou un espace inter-touffe.

### 3. 4. CONCLUSION

La caractérisation expérimentale des paramètres d'état et de fonctionnement du milieu édaphique du système écologique *Hilaria* montre l'importance de l'horizon B argileux dans la rétention hydrique, ce qui laisse supposer que cet horizon détermine largement le fonctionnement hydrique. L'humectation ne dépasse jamais 70 cm de profondeur, soulignant ainsi l'absence de drainage profond, ce qui est conforme aux observations antérieures et confirme l'hypothèse de départ (cf. 1.2).

## 4. FONCTIONNEMENT HYDRIQUE DU SYSTEME ECOLOGIQUE *HILARIA*

Avant de caractériser le fonctionnement hydrique, il est nécessaire de choisir des sites de mesures de l'humidité qui soient représentatifs du système étudié (cf. I.3).

### 4.1. VARIABILITÉ SPATIALE DU STOCK HYDRIQUE DU SOL

De nombreux travaux ont mis en évidence la variabilité spatiale du stock hydrique du sol sur de courtes distances dans les milieux aride et semi-aride (Vieira *et al.*, 1981; Greminger *et al.*, 1985; Yeh *et al.*, 1986; Wierenga *et al.*, 1987; Nash *et al.*, 1989, 1991; Berndtsson et Chen, 1994). Nous avons cherché à déterminer l'importance de cette variabilité au niveau de la station *Hilaria*.

#### 4.11. Méthode

Le stock hydrique est déterminé par les propriétés intrinsèques du sol et par des paramètres externes, comme la pente, la couverture végétale et le microrelief de surface. Afin d'étudier l'influence de ces différents facteurs, nous avons procédé à un double échantillonnage selon la méthodologie suivante, en faisant l'hypothèse que la pluie se distribue de manière homogène sur l'ensemble de la station :

- un échantillonnage à l'échelle ponctuelle (1,5 m<sup>2</sup>) avec des prélèvements tous les 0,30 m dans deux directions perpendiculaires, aux noeuds d'une maille carrée de 1,20 m de côté (fig.VII.15). Cela permet de prendre en compte le mode de distribution contractée de la couverture végétale et le microrelief induit (alternance "touffe végétale en relief – espace inter-touffe" adjacent en dépression). Cette opération a été réalisée après une humectation du sol jusqu'à saturation en surface.

- un échantillonnage à l'échelle de la parcelle (70 x 50 m) avec des prélèvements tous les 2,50 m selon deux directions, l'une correspondant à la ligne de plus grande pente, et l'autre perpendiculaire à la précédente (fig. VII.13). Cette opération a été réalisée pour les deux états hydriques extrêmes entre lesquels évolue le sol en conditions naturelles, l'état sec (prélèvements en saison sèche) et l'état humide (prélèvements après une pluie de 51 mm).

Pour chaque site d'échantillonnage, la totalité des 60 centimètres supérieurs du sol a été prélevée avec quatre échantillons correspondant aux profondeurs 0–15, 15–30, 30–45 et 45–60 cm, sur lesquels la teneur en eau massique a été déterminée par la méthode gravimétrique. Le stock hydrique a été calculé avec la masse volumique apparente correspondant à l'état hydrique du sol (tableaux VII. 10 et 11).



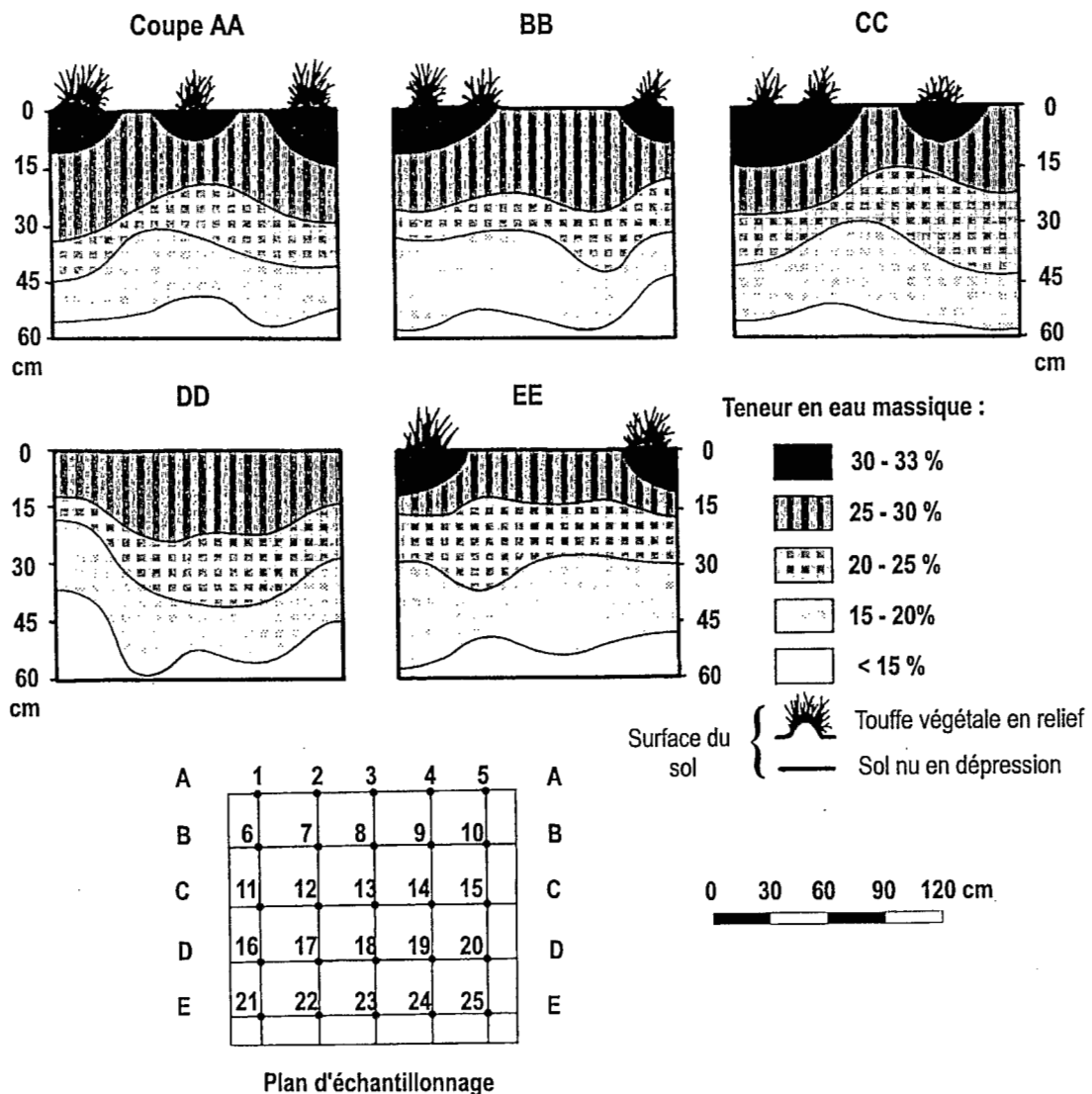
## 4.12. Résultats

### 4.121. Rôle de la végétation et du microrelief

A l'échelle ponctuelle (1,50 m<sup>2</sup>) et lorsque le sol est très humide, la distribution verticale de la teneur en eau dans le milieu édaphique, se fait de manière relativement homogène et régulière selon la profondeur, avec cependant des variations latérales plus ou moins accentuées (fig. VII.15).

Mais cette redistribution est fortement influencée par la présence ou non d'une touffe végétale. C'est en effet sous celle-ci que la teneur en eau est la plus élevée, formant une poche d'humidité maximale. Sous les espaces dénudés sans végétation, la redistribution verticale de l'eau est plus homogène et la quantité d'eau n'y atteint pas la teneur rencontrée sous les touffes végétales (coupe DD). Après un apport hydrique au système,

**Fig. VII 15 - Teneurs en eau massique du sol selon la profondeur, après une humectation artificielle (surface humectée : carré de 1,50 m<sup>2</sup> ; échantillonnage tous les 30 cm)**  
(station Hilaria)



il apparaît ainsi une **double relation** : **aux touffes végétales sont associées les plus fortes teneurs en eau et aux espaces inter-touffes sont associées les plus faibles teneurs en eau**. Cela traduit l'existence d'une redistribution différentielle de l'eau déterminée par l'alternance "touffe végétale – espace inter-touffe" et par le micro-relief qu'induit cette répartition spatiale de la végétation. Il suffira donc de mesurer l'humidité du sol en chacun de ces deux sites (touffe et espace inter-touffe) pour couvrir la gamme d'humidité du sol à un niveau ponctuel donné sur le versant.

#### 4.122. Rôle de la pente

Immédiatement après une pluie importante et à l'échelle de la station, les 60 centimètres supérieurs du sol emmagasinent une quantité d'eau variable selon les sites de mesure (fig. VII.14). Le stock hydrique moyen, schématisé par la droite de régression, augmente progressivement de l'amont vers l'aval de la parcelle, bien que la pente soit très faible (0,6%; axe AA'). Inversement, dans une direction perpendiculaire (axe BB'), le stock hydrique reste pratiquement le même, la faible augmentation constatée étant due à l'existence d'une très légère pente, suffisante cependant pour favoriser une faible redistribution de l'eau, car il était très difficile de réaliser un échantillonnage selon une direction parfaitement horizontale.

A l'état sec, le stock hydrique moyen varie de la même manière qu'à l'état humide pour les deux directions, mais l'augmentation selon l'axe AA' est moins accentuée tout en restant notable (la pente de la droite de régression est de 0,52 contre 0,64 à l'état humide), alors que selon l'axe BB', la variation de stock est pratiquement nulle (pente de la droite de régression de 0,04 contre 0,18 à l'état humide). Ainsi, la distribution du stock hydrique en sec à l'échelle de la parcelle est le reflet de la distribution spatiale de ce stock après un apport par la pluie. Cela met en évidence **deux comportements du substrat édaphique et de son environnement végétal lors du ressuyage** :

- la consommation en eau se fait de manière homogène au niveau parcellaire, avec toutefois une consommation qui est corrélativement de plus en plus forte à mesure que le stock hydrique disponible devient de plus en plus important, c'est-à-dire lorsque l'on va vers l'aval de la parcelle. Mais cela reste limité.

- il n'existe pas de transferts hydriques latéraux notables dans le sol pendant la phase de ressuyage. Si cela était le cas, étant donnée la consommation en eau homogène au niveau parcellaire, l'aval de la station, après le ressuyage et le retour à l'état sec, aurait un stock hydrique proportionnellement plus important à ce qu'il était à l'état humide, ce qui ne s'observe pas.

Pour une précipitation donnée, la quantité d'eau stockée par le sol en un site quelconque est donc "fixée" peu après la fin de la pluie<sup>4</sup>. Pendant l'événement pluvieux, la redistribution de l'eau au niveau parcellaire se fait essentiellement par ruissellement superficiel en fonction du micro-relief. Dès que le ruissellement cesse, l'eau accumulée en surface dans les dépressions est bloquée sur place : une dynamique essentiellement verticale s'installe alors (infiltration, évaporation), au détriment d'un transfert latéral de flux à l'intérieur du sol.

---

4. Les prélèvements à l'état humide ont été effectués dans les 12 heures qui suivent la pluie.

Fig. VII 13 - Plan d'échantillonnage de la variabilité du stock hydrique (station Hilaria)

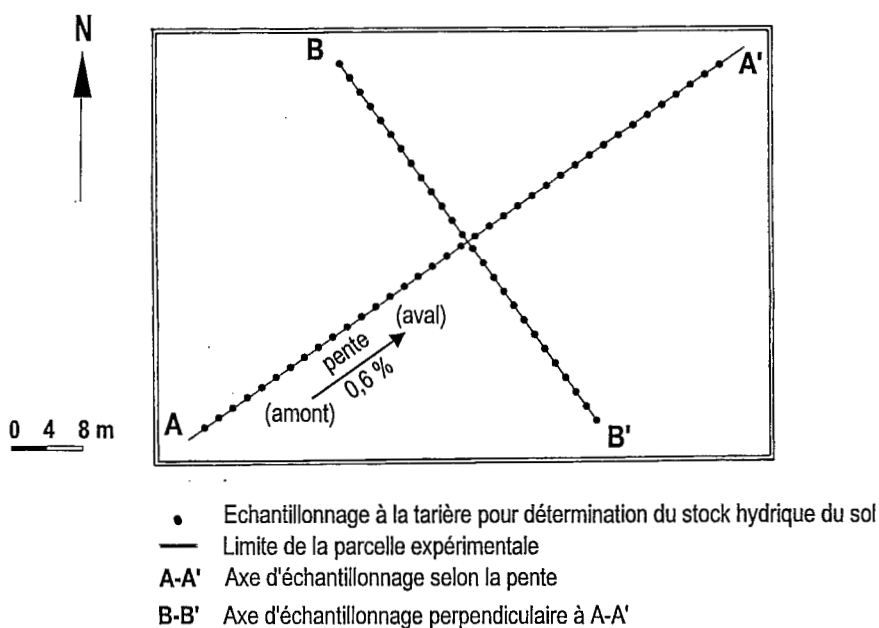
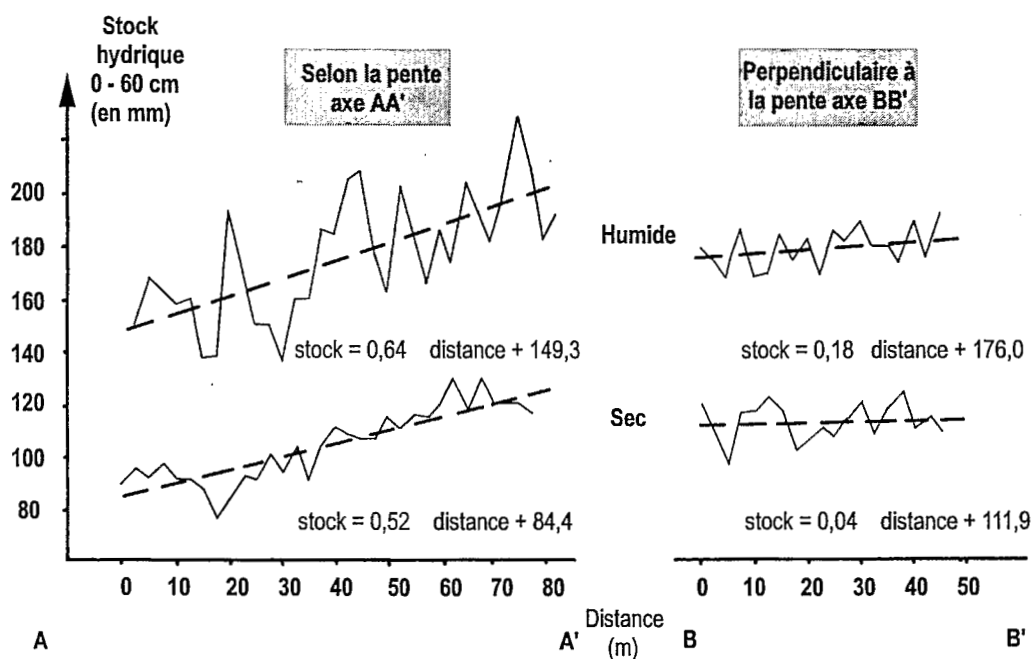


Fig. VII 14 - Variation du stock hydrique du sol (0 - 60 cm) pour deux états hydriques et selon deux directions (station Hilaria)



La différence entre la quantité moyenne d'eau stockée par l'amont et l'aval de la parcelle est relativement importante. A l'état humide, ce stock est respectivement de 149 mm et 200 mm, soit une augmentation de 34%, tandis qu'à l'état sec, le stock varie de 84 à 126 mm, soit une augmentation de 50%. En valeur absolue, cette différence de stock entre l'amont et l'aval est pratiquement la même, que le sol soit humide (51 mm) ou sec (42 mm).

D'un site à l'autre de prélèvement, il existe une variabilité importante de la quantité d'eau stockée pour les prélèvements effectués à l'état humide selon la pente (axe AA'). Ainsi, certains sites ont un stock hydrique qui peut être jusqu'à 30 à 40% plus élevé ou plus faible que le site voisin, alors que pour d'autres sites, la différence de stock entre deux sites consécutifs est infime. Cela est à mettre en liaison avec la distance relative du site de mesure de l'humidité par rapport à la végétation (tableau VII.19). D'une manière générale, les sites à stock hydrique maximum, c'est-à-dire ceux correspondant à un pic de la courbe de variation du stock selon la pente (fig. VII.14), sont localisés à proximité d'une touffe végétale. A l'inverse, les sites à stock hydrique minimum, correspondant à un creux de cette même courbe, se trouvent à une distance plus grande de la végétation que les sites précédents.

Tableau VII.19 – DISTANCE ENTRE LE SITE DE MESURE DE L'HUMIDITÉ ET LA TOUFFE DE VÉGÉTATION LA PLUS PROCHE POUR LES SITES À STOCK HYDRIQUE MAXIMUM ET MINIMUM  
(Chaque site est répertorié par sa position sur l'axe d'échantillonnage AA' de la figure VII.13)

sites de stock hydrique maximum		sites de stock hydrique minimum	
position sur l'axe AA' (m)	distance du site à la végétation (cm)	position sur l'axe AA' (m)	distance du site à la végétation (cm)
5	15	15	25
20	10	17,5	40
42,5	10	25	25
45	10	30	35
52,5	5	50	30
65	15	70	20
75	5	80	40

Mais un stock hydrique maximum à l'amont de la parcelle n'est pas toujours plus important qu'un stock hydrique minimum à l'aval, car intervient l'augmentation progressive du stock de l'amont vers l'aval. C'est-à-dire que le stock hydrique d'un site amont proche d'une touffe végétale peut très bien être inférieur au stock d'un site aval, même si ce dernier est localisé loin de la végétation. Par contre, deux sites successifs, c'est-à-dire ayant une localisation topographique semblable sur le versant, peuvent avoir un stock hydrique très différent à l'état humide. C'est le cas par exemple des sites 17,5 et 20 mètres, qui ont respectivement un stock minimum et maximum, et qui sont, le premier à une distance de 40 cm d'une touffe végétale et le second à 10 cm. L'intensité du stockage de l'eau dépend donc de la couverture végétale, et d'une manière générale, le stock est d'autant plus important que le site considéré est proche de celle-ci. **Au niveau parcellaire, le stock hydrique dépend d'abord de la pente et secondairement de la végétation, alors qu'au niveau ponctuel, c'est cette dernière, par l'alternance des modules "touffe végétale-espace inter-touffe", qui conditionne en priorité le stockage hydrique.**

#### 4.123. Conséquence : choix des sites de mesures de l'humidité

Les résultats ci-dessus permettent d'**optimiser la localisation des sites de mesures** de l'humidité, c'est-à-dire de déterminer le nombre minimum de sites qui soit à la fois suffisant et nécessaire pour rendre compte de l'exhaustivité de la variabilité au niveau de la station étudiée, **en fonction de l'objectif recherché**.

A la variabilité spatiale du stock hydrique de l'unité *Hilaria* due aux propriétés du sol lui-même, s'ajoute la variabilité induite par deux paramètres externes au sol, la pente (à l'échelle ponctuelle) et la végétation (à l'échelle de la station).

**A l'échelle ponctuelle, deux sites de mesure seront suffisants**, l'un au **centre d'une touffe végétale** et l'autre dans un **espace dénudé inter-touffe adjacent**. Etant donné le volume de la sphère d'influence de l'humidimètre (cf. 2.22), ces deux sites devront être distants d'au moins 40 cm, afin qu'il y ait indépendance des mesures d'humidité entre elles. La taille du module "touffe – espace inter-touffe" rend possible cette contrainte expérimentale, car le diamètre des touffes végétales varie de 40 à 60 cm, avec des espaces inter-touffes du même ordre de grandeur. De la sorte, les mesures obtenues seront représentatives de l'état hydrique du sol sous chacun des sites, sans qu'il y ait interférence entre eux.

**A l'échelle de la station**, pour prendre en compte toute la variabilité spatiale, **deux emplacements de mesure seront suffisants, l'un à l'amont, l'autre à l'aval** de la station. Mais étant donné la variabilité au niveau du module "touffe – espace inter-touffe", pour chacun de ces emplacements amont et aval, deux sites de mesure, comme à l'échelle ponctuelle ci-dessus, seront nécessaires. C'est donc au total **quatre sites** qui seront suffisants à cette échelle stationnelle. Il faut cependant tenir compte de la localisation de la station sur le versant, car selon cette position, les stocks hydriques des emplacements amont et aval sont variables.

Pour compléter le dispositif, un site de mesure devra être installé dans les plages de sol nu adjacentes aux plages de *Hilaria* (cf. fig. II.4). Un seul site de mesure sera suffisant dans ces zones dénudées car il n'y a ni végétation, ni micro-relief de surface. Mais il devra être situé à la même position relative sur le versant que les sites de mesure localisés dans les plages végétales.

En définitive, en fonction de l'objectif recherché, il faudra six sites de mesure lorsqu'on voudra établir un bilan hydrique global au niveau de la station, et trois sites dans le cas d'une caractérisation du fonctionnement hydrique de l'unité.

#### 4.13. Conclusion

La quantité d'eau susceptible d'être **stockée** par le sol de l'unité *Hilaria* est essentiellement **déterminée** par les caractéristiques du sol, en particulier la **texture argileuse** en liaison avec la **nature des minéraux argileux**, et par des **paramètres externes** au sol (pente, végétation, microrelief de surface). L'ensemble de ces facteurs déterminent une **double variabilité spatiale du stock**, l'une à l'échelle stationnelle,

l'autre à l'échelle **ponctuelle**. A celles-ci s'ajoute une **variabilité temporelle** du stock hydrique due à la variation de la porosité totale du sol en fonction de l'humidité de celui-ci. Il en résulte une **imprécision notable** sur le calcul de ce stock.

## 4.2. APPROCHE *IN SITU* DU FONCTIONNEMENT HYDRIQUE : MESURES AU CHAMP

### 4.21. Démarche – Méthode

Pendant l'époque de plus forte probabilité de pluie, il y a alternance de séquences pluvieuses, qui ne dépassent pas trois à quatre jours consécutifs, et de périodes sèches dont la durée varie de quelques jours jusqu'à plusieurs semaines successives. Etant données les conditions thermiques, le sol ne reste donc jamais humide très longtemps et il subit une succession de cycles humectation–dessiccation tout au long de la période de juin à septembre. **L'étude du fonctionnement hydrique d'un tel milieu a donc été envisagée à l'échelle de la séquence pluvieuse.**

Pour cela, nous avons **mesuré la teneur en eau du sol juste avant une pluie et immédiatement après celle-ci, de manière à calculer exactement la quantité d'eau stockée. Ensuite, des mesures périodiques permettent de suivre l'évolution diachronique de ce stock.** La difficulté consiste à effectuer des mesures encadrant au plus près la séquence pluvieuse, car il faut limiter les pertes par évapotranspiration entre l'instant de la mesure et le début ou la fin de la pluie. Nous avons pu effectuer une quinzaine de ces mesures couplées pré et post-séquence pluvieuse (tableaux en annexe).

Les mesures ne pouvaient être cependant effectuées exactement dès que cessait la pluie (difficultés d'accès au site). Il s'est donc produit une évapotranspiration, de 24 heures au maximum, entre la fin de la pluie et la mesure, d'où un stock hydrique calculé légèrement sous-évalué. Les épisodes pluvieux concernés totalisent toujours au moins 10 mm, qui est la hauteur minimum pour que le sol soit humecté suffisamment et pour que cela permette un calcul de variation de stock qui soit significatif (cf. 2.23).

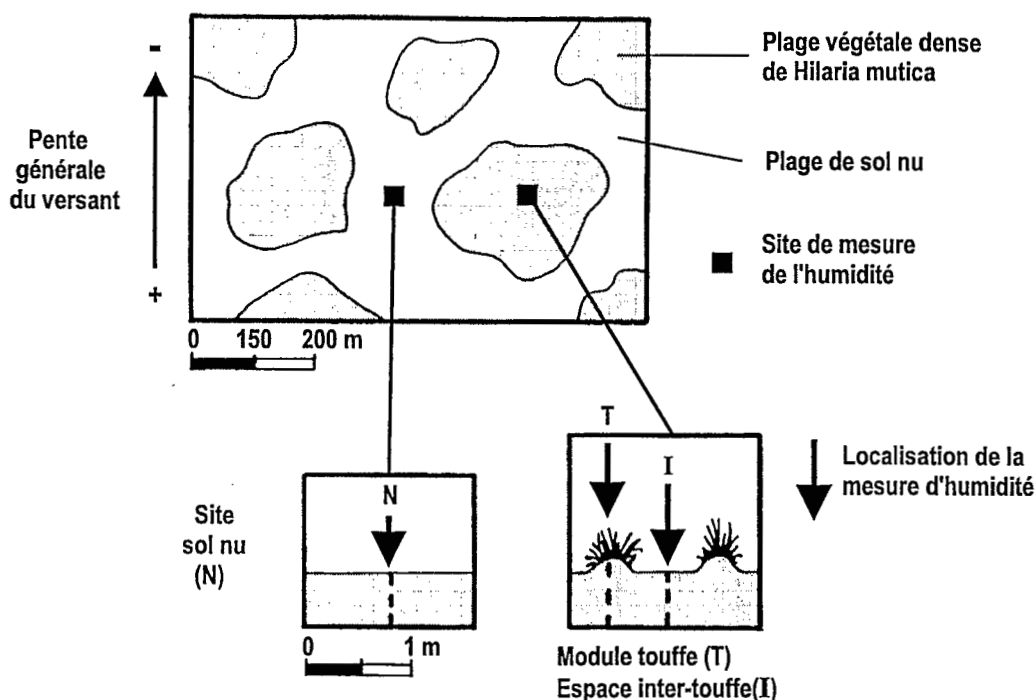
### 4.22. Sites et protocole de mesures

L'objectif étant de caractériser le fonctionnement hydrique au niveau ponctuel pour les différentes situations possibles, nous avons retenu trois sites de mesures (fig. VII. 16), conformément aux enseignements de l'étude de la variabilité spatiale du stock hydrique (cf. 4.1) :

- deux sites localisés à l'intérieur d'une plage végétale, l'un au niveau d'une touffe de *Hilaria* formant un monticule (site T), l'autre au niveau d'un espace dénudé inter-touffe (site I) en dépression par rapport aux touffes; ces deux sites sont distants de 0,7 m et sont donc indépendants l'un de l'autre en ce qui concerne la mesure à l'humidimètre.

- un site localisé au niveau d'une plage de sol nu (site N), situé à plusieurs dizaines de mètres des précédents, mais occupant la même position topographique sur le versant que ces derniers.

**Fig. VII 16 - Localisation des sites de mesure de l'humidité au niveau du système écologique *Hilaria mutica***



Ces différents sites, qui ont été utilisés par la suite pour la simulation de pluie (cf. chapitre V), ont un environnement constitué de la manière suivante, dans un rayon de 50 cm autour du tube de mesure de l'humidité :

- site T (correspond à la parcelle de simulation de pluie n°13) = tube de mesure au centre d'une touffe; végétation herbacée à 90% de recouvrement; surface du sol recouverte de litière qui repose directement sur la matrice du sol à l'aspect grumeleux; pas de croûte; forte porosité en surface due à une bonne teneur en matière organique et à l'activité faunique.

- site I (parcelle de simulation n°11) = végétation herbacée à 30% de recouvrement, mais les touffes végétales sont au minimum à 30 cm du tube de mesure; surface constituée à 60% par une croûte essentiellement de décantation et d'érosion localement et à 40% par la litière reposant sur la matrice du sol.

- site N (parcelle de simulation n°10) = pas de végétation; surface constituée à 100% par une croûte d'érosion.

Pendant trois années consécutives, les mesures ont été réalisées en conditions naturelles. C'est-à-dire que les sites de mesures T, I et N n'étaient pas isolés du reste du paysage vis-à-vis du ruissellement et ils étaient parcourus par les flux hydriques superficiels venant de l'amont. De la sorte, chaque site de mesures recevait à la fois la pluviométrie et des apports d'eau complémentaire par ruissellement. La quatrième année, une levée de

terre a été mise en place à quelques mètres autour des sites T et I de manière à les isoler, empêchant ainsi tout transit des flux superficiels à travers ces sites, qui n'ont reçu ainsi que la pluviométrie. Le site N est resté inchangé durant cette quatrième année.

#### 4.23. Résultats

##### 4.231. Accumulation de l'eau par le sol

L'eau emmagasinée par le sol lors d'un événement pluvieux est définie par un coefficient de stockage  $St$  qui correspond au rapport entre la quantité totale ( $Q$ ) d'eau accumulée pendant l'épisode pluvieux et la hauteur totale précipitée ( $H$ ) pendant ce même épisode,  $Q$  étant égale à la différence entre les stocks hydriques post ( $Q_i$ ) et pré ( $Q_0$ ) séquence pluvieuse :  $St = (Q_i - Q_0) / H$ .

Le stockage hydrique est très différent selon les sites, mais la quantité d'eau accumulée en un site donné varie fortement selon l'existence ou non d'un apport d'eau complémentaire par ruissellement superficiel (tableau VII.20 ; fig. VII. 17).

Lorsqu'il y a **apport d'eau complémentaire** (conditions naturelles), la **quantité stockée** au niveau de la touffe végétale (site T) est **toujours supérieure à la pluie totale**. Dans l'espace inter-touffe (site I), la quantité accumulée est égale ou supérieure à la précipitation, mais pour un même événement pluvieux, ce stock hydrique est toujours inférieur à celui du cas précédent. En zone de **sol nu** (site N), le **stockage est très réduit** et il est toujours inférieur à la quantité précipitée. En l'**absence de tout apport d'eau complémentaire**, les quantités d'eau stockées par le sol sont très réduites par rapport aux cas précédents et elles sont toujours inférieures à la précipitation, quel que soit le site. En moyenne, le site I n'accumule qu'un tiers de la pluie et le site T les deux tiers de celle-ci.

**Fig. VII 17 - Station *Hilaria mutica* : stockage hydrique du sol selon les sites et en fonction de la hauteur totale précipitée**

( $St$  : coefficient de stockage défini par le rapport entre la quantité d'eau stockée par le sol lors d'un épisode pluvieux et la hauteur de cet épisode)

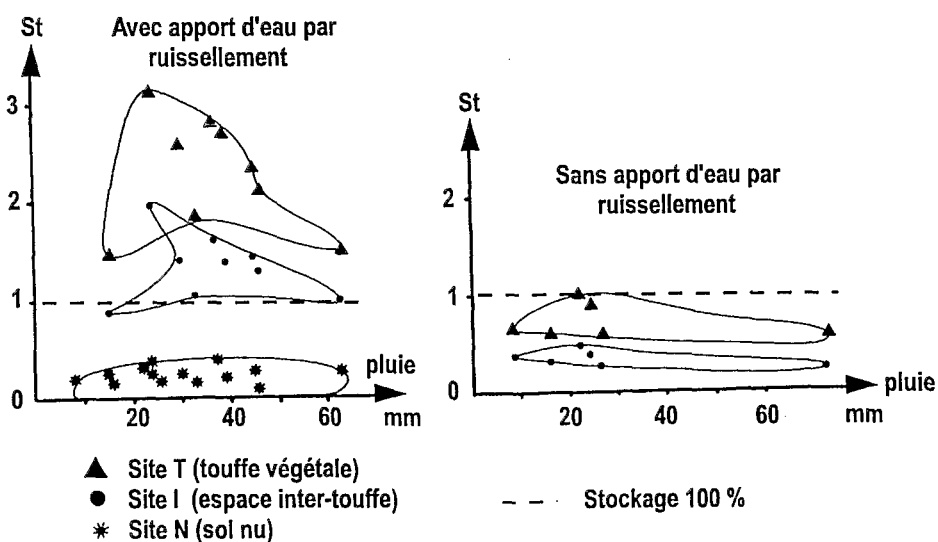




Tableau VII.20 – STATION HILARIA – STOCKAGE HYDRIQUE DU SOL SELON LES SITES  
POUR LES ÉVÉNEMENTS PLUVIEUX NOTABLES

(stockage défini par le rapport entre la quantité totale d'eau emmagasinée pendant un événement pluvieux et la hauteur totale précipitée)

(Plage végétale : site T = touffe végétale, et site I = espace inter-touffe – Plage de sol nu : site N)

**Avec apport d'eau par ruissellement**

Pluie (mm)	site T	site I	site N
37	2,77	1,61	0,32
30	2,58	1,40	0,26
39	2,71	1,38	0,20
33	1,84	1,04	0,14
46	2,11	1,28	0,08
45	2,36	1,43	0,27
24	3,15	1,98	0,39
15	1,44	0,86	0,27
63	1,48	0,97	0,27
moyenne	2,27	1,33	0,24

**Sans apport d'eau par ruissellement**

Pluie (mm)	site T	site I
16	0,57	0,31
8	0,67	0,37
22	0,97	0,49
24	0,84	0,38
73	0,56	0,21
26	0,59	0,26
moyenne	0,70	0,33

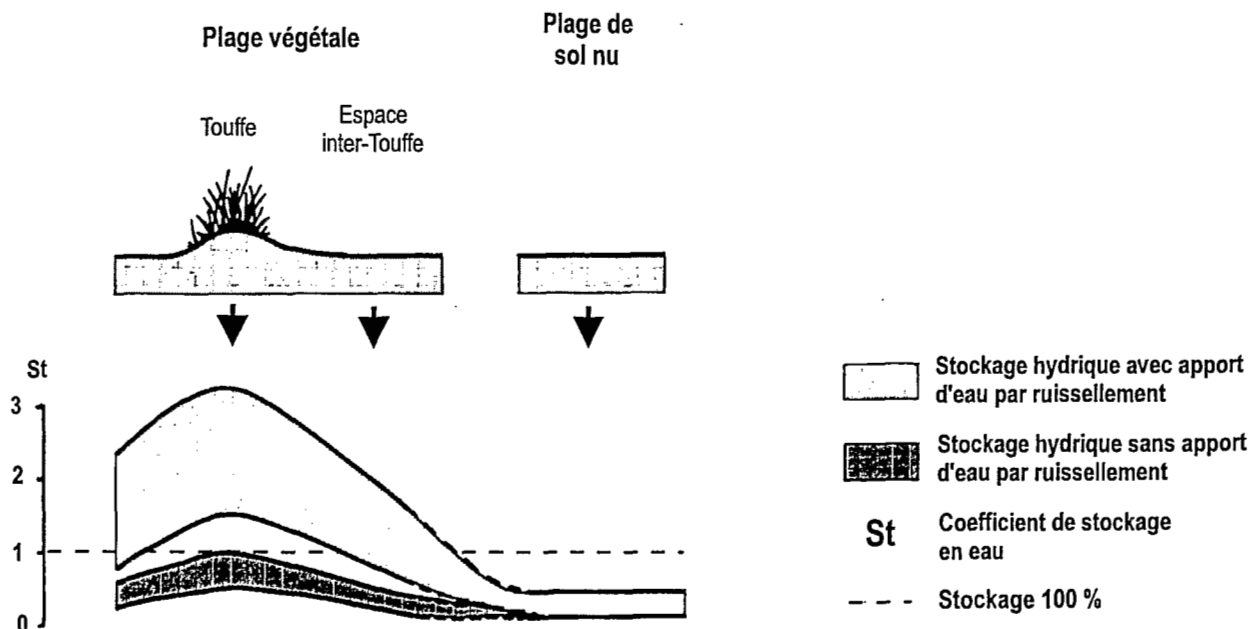
**Avec apport d'eau par ruissellement**

Pluie (mm)	site N
16	0,17
8	0,21
22	0,33
24	0,24
73	0,12
26	0,20
moyenne	0,21

La quantité d'eau stockée par le sol est différente selon les sites en fonction de la densité du couvert végétal : maximum sous les touffes de végétation, elle diminue à mesure que la distance "site – touffe végétale" augmente (fig. VII.18). La proportion d'eau stockée par rapport à la pluviométrie reçue varie de la manière suivante, pour les trois cas considérés :

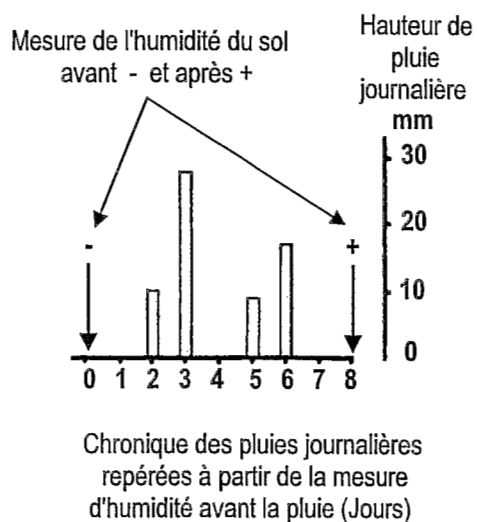
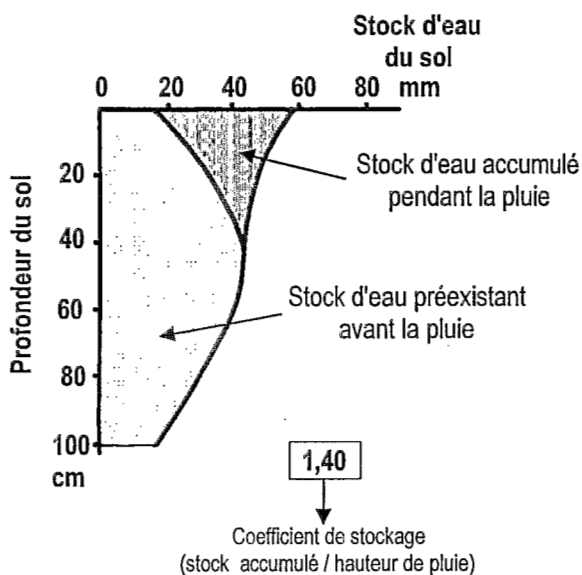
plage végétale de *Hilaria* = touffe végétale : 1,5 à 3 fois la pluviométrie  
 espace inter-touffe : 1 à 2 fois la pluviométrie  
 plage de sol nu = 0,1 à 0,4 fois la pluviométrie

Fig VII 18 - Station Hilaria : Stockage hydrique du sol selon les sites avec ou sans apport complémentaire par ruissellement

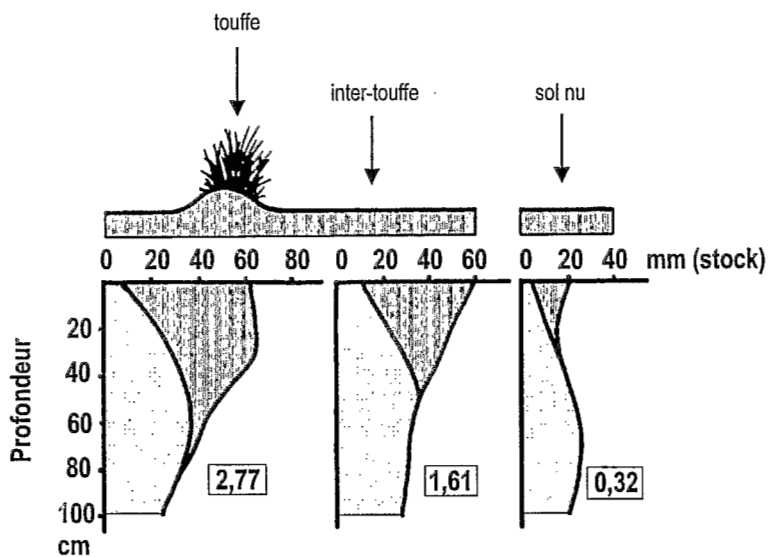


**Fig. VII 19 a - Station Hilaria : stockage hydrique du sol lors des principaux événements pluvieux pour chacun des trois sites**

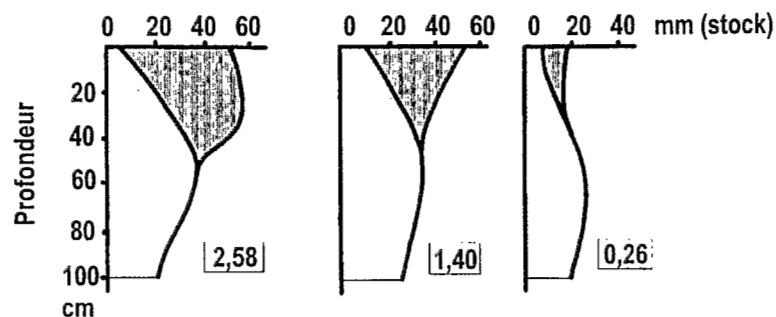
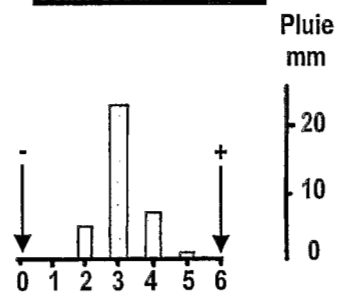
(Légende commune aux figures VII 19 a, b, c)



**Avec apport d'eau par ruissellement**



**Pluie totale = 37 mm**



**Pluie totale = 30 mm**

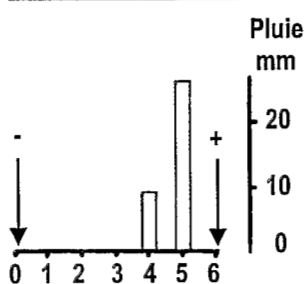


Fig. VII 19 b - Station Hilaria : stockage hydrique du sol lors des principaux événements pluvieux pour chacun des trois sites

**Avec apport d'eau par ruissellement**

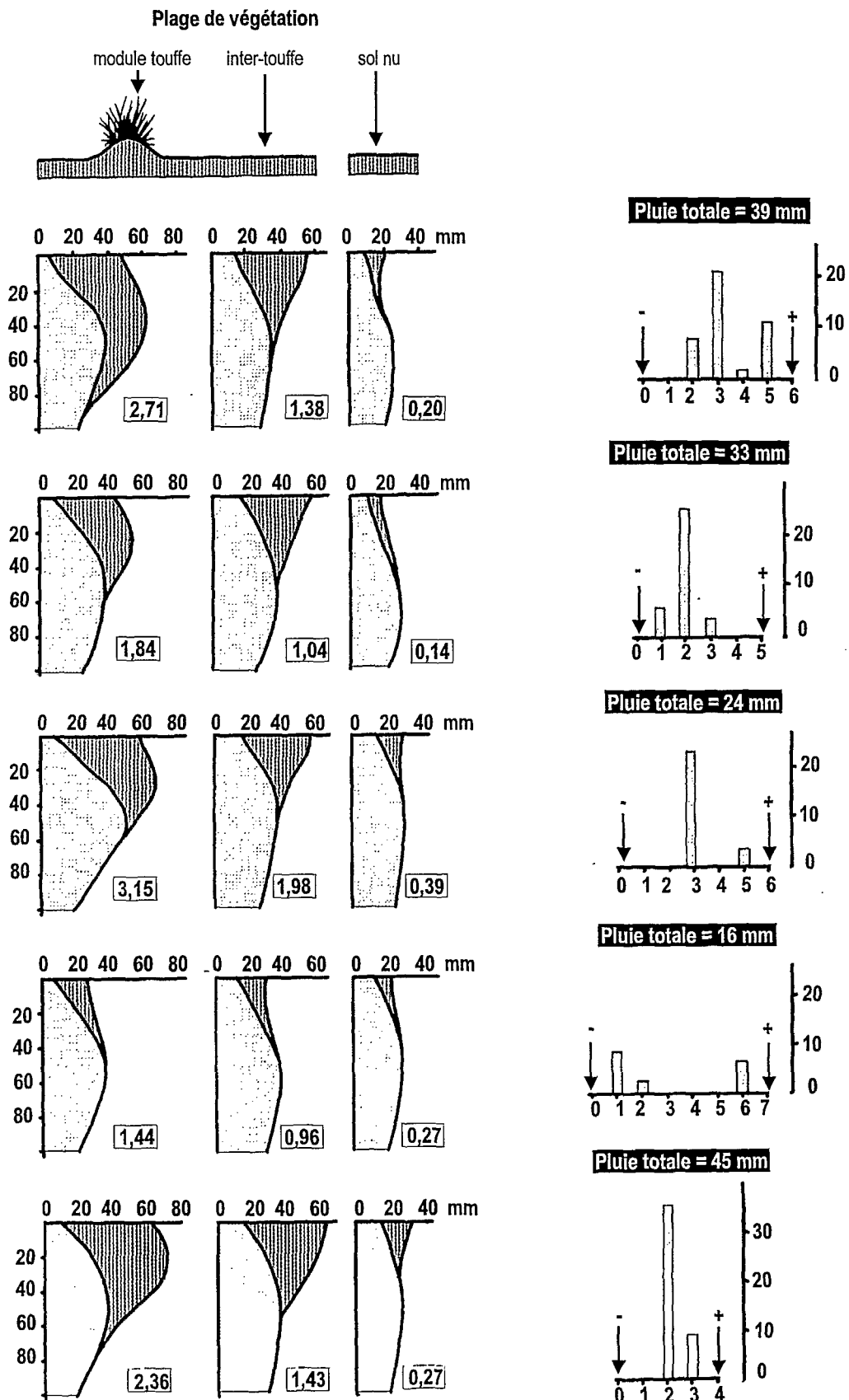
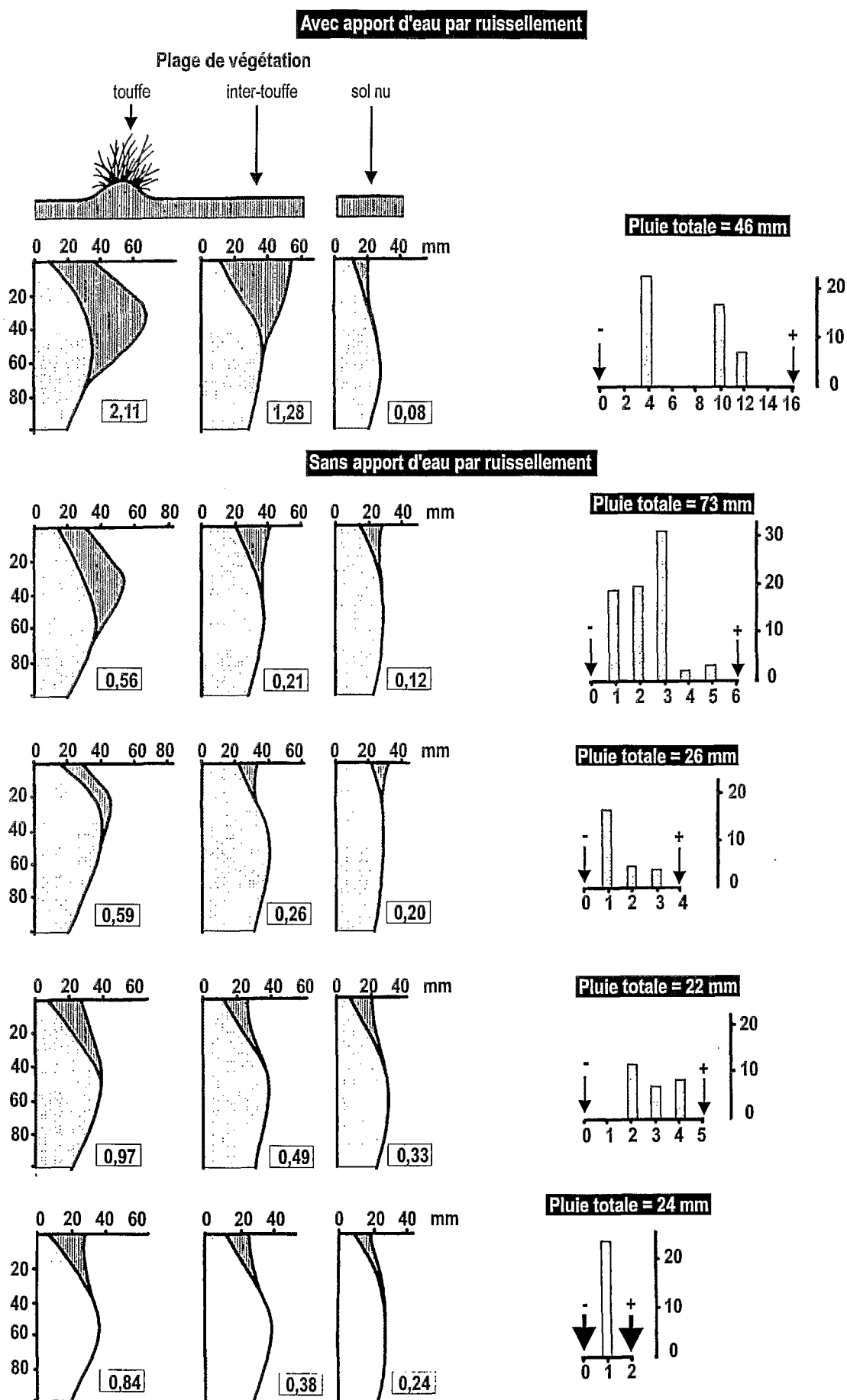


Fig. VII 19 c - Station Hilaria : stockage hydrique du sol lors des principaux événements pluvieux pour chacun des trois sites

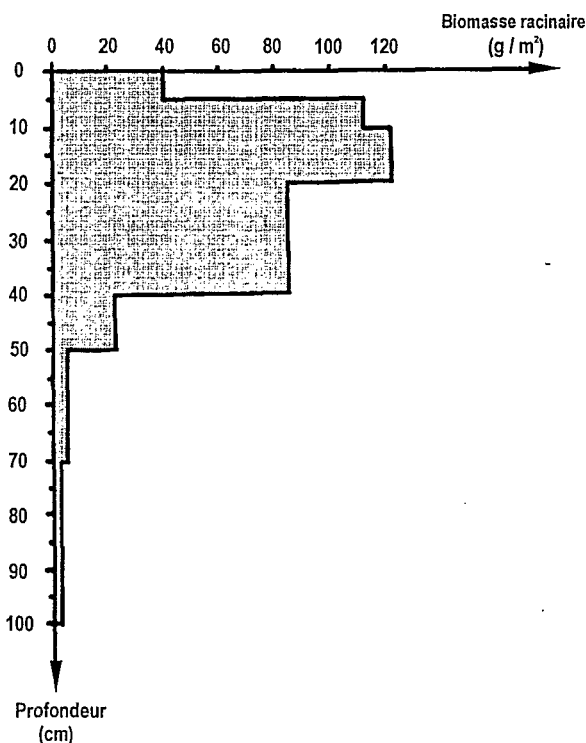


Ce stockage "différentiel" concerne aussi l'épaisseur humectée (fig.VII. 19a, b, c). L'eau s'infiltré plus profondément sous la touffe végétale que dans l'espace inter-touffe et surtout que dans la zone de sol nu. C'est pour les séquences pluvieuses d'au moins 40 mm que l'humectation du sol atteint sa profondeur maximum : 70-80 cm sous la touffe végétale, 40-50 cm dans l'espace inter-touffe et 30 cm en sol nu. Mais à ces profondeurs, la quantité stockée est très faible. **L'épaisseur de sol humectée lors des séquences pluvieuses est d'autant plus importante que la végétation est dense. Cette humectation du sol ne concerne que la partie supérieure du profil.** La faible profondeur atteinte par le front d'humectation s'explique par la forte teneur en argile des 60 cm supérieurs (40 à 50%), par la nature gonflante des argiles (type smectite) et par la faible porosité. Cette distribution verticale du stock hydrique souligne l'absence de drainage profond dans ces sols.

**Les racines sont particulièrement bien adaptées à ce profil vertical d'humectation** : 92% de la biomasse racinaire est concentrée de 0 à 40 cm de profondeur, et 48% de celle-ci est localisée dans les 20 cm superficiels, c'est-à-dire dans la zone qui est la plus fréquemment humectée (fig. VII.20).

Fig. VII 20 - Distribution de la biomasse racinaire (g/m<sup>2</sup>) dans le sol de la station *Hilaria mutica*

(A. Comet, communication personnelle)



#### 4.232. Consommation de l'eau du sol

Durant l'espace de temps séparant deux épisodes pluvieux consécutifs, le stock hydrique qui s'est constitué pendant une pluie est consommé par les actions combinées de la végétation et de la demande évaporative (évapotranspiration). La consommation de cette réserve en eau du sol a été calculée par la méthode du bilan hydrique (Hillel, 1974), en évaluant les différents termes de l'équation de conservation de la masse. A tout instant, il y a équilibre entre ce qui est apporté au système (pluviométrie P et ruissellement éventuel R) et ce qui est perdu par celui-ci (drainage D, évapotranspiration ETR et ruissellement) :

$$P + (R \text{ éventuel}) - (R \text{ éventuel} + D + ETR) = 0$$

Connaissant les stocks aux jours J0 et Ji, on en déduit l'ETR, sachant que D est nul et à condition qu'il n'y ait aucun apport au système dans l'intervalle J0 à Ji. L'ETR a été calculée ainsi pour des intervalles de temps de 5 à 6 jours, de manière à ce que la variation de stock pendant cette période soit suffisamment importante pour qu'elle soit significative par la méthode de mesure employée. J0 a été choisi de manière à représenter un stock hydrique important, c'est-à-dire qu'il correspond à un stock post-séquence pluvieuse (tableau VII.21).

Tableau VII. 21 – STATION *HILARIA* – ÉVAPOTRANSPIRATION (MM J<sup>-1</sup>) DU STOCK HYDRIQUE (MM)  
DE LA TRANCHE DE SOL 0–60 CM POUR LES DIFFÉRENTS SITES

(J0, J6 ... = stock au jour 0, 6...; J0–6 = évapotranspiration journalière du jour 0 au jour 6)  
(Plage végétale : site T = touffe végétale, et site I = espace inter-touffe – Plage de sol nu : site N)

(16.05 au 3.06.84) site	stock hydrique 0–60cm (mm)			ETR (mm j <sup>-1</sup> )		
	J0	J6	J12	J0–6	J6–12	J0–12
T	148,4	111,1	82,7	6,2	4,7	5,5
I	120,7	106,4	93,2	2,4	2,2	2,3
N	59,2	54,9	51,0	0,7	0,7	0,7
(16.06 au 28.06.84) site	stock hydrique 0–60cm (mm)			ETR (mm j <sup>-1</sup> )		
	J0	J5	J12	J0–5	J5–12	J0–12
T	171,9	138,7	98,2	6,6	5,8	6,1
I	137,4	122,8	104,9	2,9	2,6	2,7
N	63,2	58,0	52,0	0,8	0,9	0,9
(13.07 au 24.07.84) site	stock hydrique 0–60cm (mm)			ETR (mm j <sup>-1</sup> )		
	J0	J5	J11	J0–5	J5–11	J0–11
T	148,3	120,9	93,3	5,5	4,6	5,0
I	128,5	117,0	104,3	2,3	2,1	2,2
N	63,2	58,0	53,2	1,0	0,8	0,9
(2.05 au 13.05.85) site	stock hydrique 0–60cm (mm)			ETR (mm j <sup>-1</sup> )		
	J0	J5	J11	J0–5	J5–11	J0–11
T	159,8	130,9	99,7	5,8	5,2	5,5
I	119,8	106,4	92,5	2,7	2,3	2,5
N	78,4	75,0	70,0	0,7	0,8	0,8
(19.05 au 1.06.85) site	stock hydrique 0–60cm (mm)			ETR (mm j <sup>-1</sup> )		
	J0	J6	J12	J0–6	J6–12	J0–12
T	176,8	140,2	107,4	6,1	5,5	5,8
I	141,0	123,6	107,7	2,9	2,7	2,8
N	79,7	74,1	68,8	0,9	0,9	0,9
(27.06 au 9.07.85) site	stock hydrique 0–60cm (mm)			ETR (mm j <sup>-1</sup> )		
	J0	J6	J12	J0–6	J6–12	J0–12
T	139,9	108,0	80,2	5,3	4,6	5,0
I	118,7	102,3	89,6	2,7	2,1	2,4
N	75,2	71,0	66,8	0,7	0,7	0,7

L'évapotranspiration au niveau des touffes végétales varie de 5 à 6 mm j<sup>-1</sup> et de 2 à 3 mm j<sup>-1</sup> dans les espaces inter-touffes, alors qu'en sol nu, l'évaporation ne dépasse pas 1 mm j<sup>-1</sup>. C'est la localisation conjointe à faible profondeur du stock hydrique et de la biomasse racinaire qui permet une consommation beaucoup plus rapide du stock hydrique dans les plages végétales que dans les espaces de sol nu où l'évaporation intervient seule.

La plus forte concentration de la biomasse racinaire sous les touffes végétales explique la différence d'ETR entre les sites T et I.

Comme nous l'avons constaté précédemment (cf. 3.32), l'ETR ne décroît pas proportionnellement au temps et elle est plus élevée durant les jours qui suivent la pluie, pour diminuer ensuite de manière exponentielle, en particulier en sol nu (Poss, 1991). Cette décroissance diachronique de l'ETR aurait pu être calculée à partir de mesures journalières d'humidité. Nous n'avons cependant pas jugé nécessaire d'effectuer de telles mesures, car la variation de stock hydrique sur une courte période (quelques jours) est comparable (voire inférieure) à la valeur en-dessous de laquelle la variation de stock calculée n'est plus significative avec la méthode utilisée.

Dans la gamme des séquences pluvieuses étudiées, les plus fortes quantités d'eau qui ont été accumulées par le sol ont varié de 60 à 110 mm au niveau des touffes végétales, de 30 à 60 mm dans les espaces inter-touffes et de 8 à 12 mm en sol nu (tableaux en annexe). Avec les valeurs moyennes ci-dessus d'ETR, ce stock hydrique initial est consommé en 11 à 20 jours pour le site T, en 12 à 24 jours pour le site I et en 10 à 15 jours pour le site N, à condition qu'il n'y ait pas de nouvel apport hydrique pendant ces périodes. De telles durées de consommation du stock hydrique sont comparables à celles qui séparent deux séquences pluvieuses, car chaque été, il existe au moins deux périodes sèches distinctes de 10 à 20 jours consécutifs chacune (cf. 4 du chapitre IV). **Le stock hydrique post-séquence pluvieuse est consommé rapidement; après une période sèche relativement courte (15 à 20 jours), le sol retrouve un état hydrique très semblable à celui de l'état pré-séquence pluvieuse.** Le sol subit ainsi une **succession de cycles humectation – dessiccation**, et cette **alternance et la durée de chacun de ces cycles déterminent le fonctionnement du milieu.**

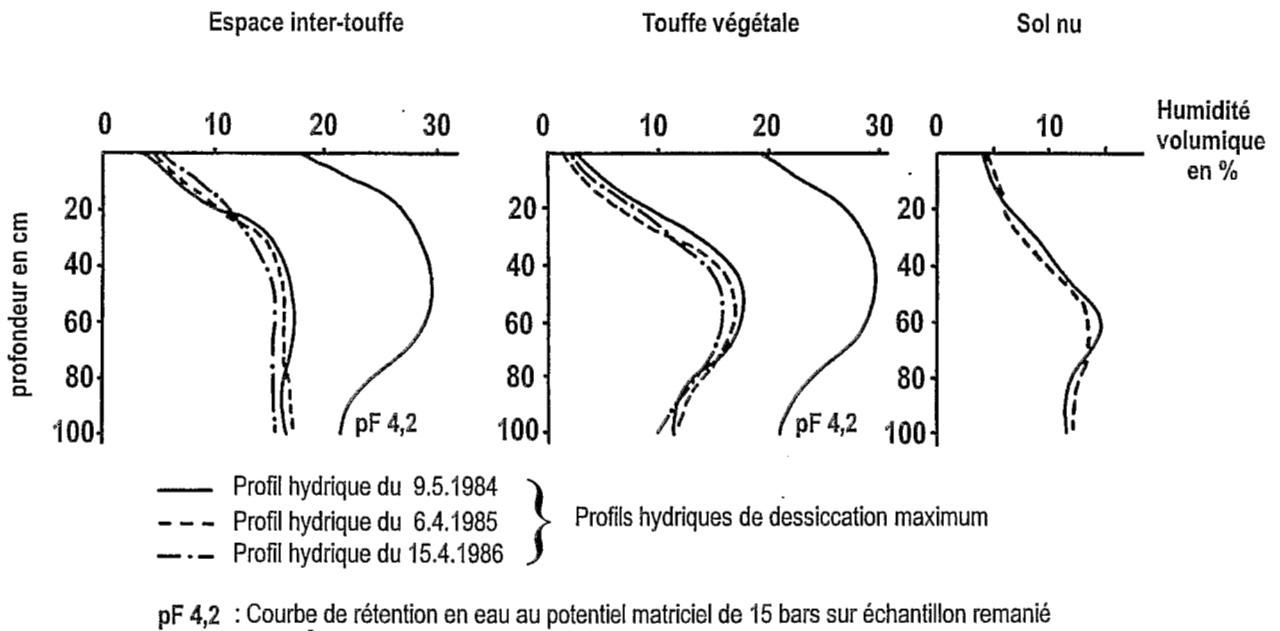
Pour trois cas où cela a été possible (5.09.1984, 15.06 et 7.09.1985), nous avons calculé le stock hydrique minimum à la fin d'une période sèche estivale ( $S_{est}$ ) ayant duré une vingtaine de jours.  $S_{est}$  a été comparé au stock hydrique minimum ( $S_{mini}$ ) de la fin de la saison sèche (avril-mai selon les années), après 2 à 3 mois de sécheresse quasi absolue (tableau VII.22). **Même en période des pluies, le sol revient à un état hydrique qui est très proche de l'état hydrique minimum de fin de saison sèche.** La notion de "saison des pluies" de juin à septembre n'a donc qu'une valeur très relative du point de vue état et disponibilité de l'eau du sol. Pendant cette période, il y a en fait une alternance de minisaisons des pluies et de minisaisons sèches, où les états hydriques du sol sont extrêmes et où la disponibilité en eau devient excessivement réduite. Cela accentue les caractères d'aridités climatique et édaphique du milieu.

Tableau VII. 22 – STATION HILARIA – COMPARAISON ENTRE LE STOCK HYDRIQUE DE FIN DE LA PÉRIODE SÈCHE ET LE STOCK HYDRIQUE MINIMUM EN PÉRIODE ESTIVALE POUR LA TRANCHE DE SOL 0–60 CM

	site	touffe végétale	espace inter-touffe	sol nu
Stock minimum fin saison sèche (mm) ( $S_{mini}$ )		68–72	74–78	48–52
Stock minimum fin période sèche estivale (mm) ( $S_{est}$ )		75–80	80–90	50–55

S<sub>mini</sub> est calculé à partir des profils de dessiccation maximum mesurés après trois mois sans pluie (fig. VII. 21). Ces humidités minimales sont très semblables d'une année à l'autre, c'est-à-dire qu'un même site revient au même état hydrique minimum. Cela a été observé en zone soudanienne du Cameroun (Humbel, 1976), ainsi que dans les terres de Barre du sud Togo (Poss, 1991). Ce *pôle stable* d'humidité minimum est considéré par ces auteurs comme la référence pour les calculs de bilan hydrique. Il peut être aussi assimilé à la valeur critique d'humidité en-dessous de laquelle l'eau du sol n'est plus disponible pour la végétation, ce qui permet de calculer à tout moment le stock potentiel d'eau utilisable. Ces humidités minimales sont très inférieures à celles qui ont été déterminées expérimentalement (fig. VII.8) comme valeurs du point de flétrissement permanent (pF 4,2), ce qui souligne la signification très limitée de ce pF dans un tel milieu aride.

Fig. VII 21 - Station *Hilaria mutica* : profils hydriques de dessiccation maximum en fin de période sèche



#### 4.24. Interprétations

Les résultats obtenus dans le présent chapitre sont tout à fait conformes à ceux obtenus précédemment, tant au niveau ponctuel (simulation de pluie, cf. chapitre V) qu'au niveau du paysage (transferts hydriques, cf. chapitre VI). La conjonction de tous ces résultats permet d'expliquer le fonctionnement hydrique du système écologique *Hilaria*.

C'est à partir de pluies d'environ 10 mm au minimum qu'il y a véritablement fonctionnement hydrique, car en-dessous de cette valeur, l'évaporation intervient très rapidement. Pour de tels événements

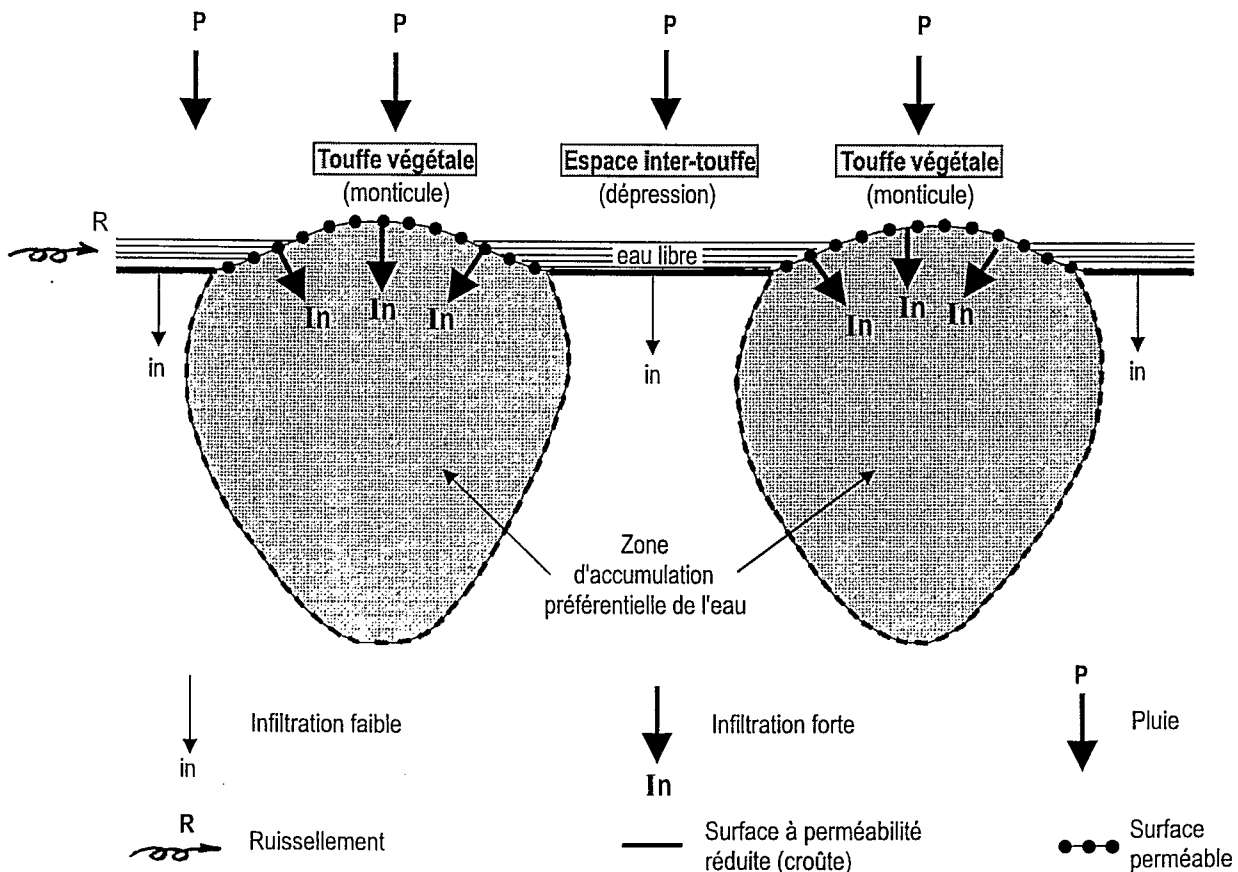


pluvieux, un ruissellement, plus ou moins important selon l'intensité pluviométrique, se développe dans les plages de sol nu. Ce ruissellement est favorisé par la très faible rugosité de la surface du sol et par la présence d'une croûte superficielle. Ce flux finit par aboutir à une plage végétale où il est intercepté par la végétation qui forme obstacle à son cheminement, mais aussi surtout grâce à la présence d'un microrelief de type *gilgai* (Hallsworth et Beckmann, 1969) qui piège cet écoulement. **Les plages végétales reçoivent ainsi un double apport hydrique en surface, très nettement supérieur à la hauteur précipitée, alors qu'il est bien inférieur dans les plages de sol nu.**

Dans ces dernières, l'infiltration, limitée par la présence de la croûte superficielle, ne concerne au maximum que les 30 cm supérieurs du sol. **Le stockage hydrique est donc très faible et peu profond dans les plages de sol nu, d'où une évaporation très rapide.**

Dans les plages végétales, le double apport hydrique en surface est nettement supérieur à la capacité d'infiltration instantanée du sol. L'eau stagne alors en surface et se répartit dans les zones les plus basses, c'est-à-dire dans les espaces inter-touffes en dépression, où elle forme une petite nappe d'eau libre. L'infiltration a lieu alors sous charge (fig.VII.22).

Fig. VII 22 - Schéma du fonctionnement hydrique du système écologique *Hilaria* au niveau du module de base : touffe végétale (monticule) - espace inter-touffe (dépression)



Comme pour les plages de sol nu, une croûte superficielle réduit l'infiltration dans ces espaces inter-touffes. Mais ces derniers constituent des microdépressions fermées où l'eau, ne pouvant s'écouler, est obligée de stagner. Une proportion de cette eau piégée peut donc s'infiltrer avec le temps, à la différence des plages de sol nu où l'eau ne fait que transiter sans stagner. A l'inverse, le sol sous les touffes végétales et en bordure de celles-ci ne présente pas de croûte et il est relativement perméable du fait de l'activité mésofaunique. Cela permet une infiltration rapide de l'eau pluviale au niveau des touffes végétales. A cette infiltration s'ajoute celle qui se produit à la périphérie des espaces inter-touffes par vidange latérale d'une partie de la nappe d'eau libre des dépressions. **On aboutit ainsi à une zone d'accumulation préférentielle de l'eau sous les touffes végétales, d'où un stockage hydrique différencié au niveau du module "touffe végétale – espace inter-touffe", qui concerne à la fois la quantité d'eau accumulée et la profondeur humectée.** Le stock emmagasiné au niveau des touffes végétales est d'autant plus élevé que la hauteur d'eau libre dans les dépressions est importante, ce qui dépend de la pluviométrie et surtout de son intensité.

Jaillard et Cabidoche (1984) ont mis en évidence dans un vertisol de Guadeloupe, à microrelief *gilgai* semblable à celui des formations à *Hilaria*, un fonctionnement hydrique déterminé par l'alternance de modules dépression-monticule à l'échelle stationnelle. Mais à la différence de ce qui a été observé ici, l'accumulation maximum se fait au niveau des dépressions alors qu'au niveau des monticules, l'humidité est minimum. C'est l'absence d'une croûte en surface de ce vertisol qui permet une infiltration conforme à la topographie et à la gravité, alors que pour le sol à *Hilaria*, **la présence d'une croûte induit un stockage hydrique inverse à ce que le micro-relief pourrait laisser supposer.** En zone sahélienne, dans des sites constitués à l'échelle métrique d'une alternance de plages dénudées couvertes d'une croûte et de micro-buttes sableuses enherbées, Chevallier et Valentin (1984) ont montré que l'hydrodynamique était très différente entre ces zones dénudées et les micro-buttes.

#### 4.3. CONCLUSION

L'ensemble du système écologique *Hilaria* est constitué de deux milieux très contrastés dans leur physionomie qui alternent dans le paysage : d'une part, des plages de sol nu, d'autre part, des plages végétales. C'est un fonctionnement hydrique très différent entre ces deux milieux qui est à l'origine de cette physionomie, car **les plages de sol nu correspondent à des zones d'impluvium et de transit des flux hydriques, alors que les plages végétales de *Hilaria* correspondent à des zones de piégeage et d'accumulation préférentielle des flux hydriques.**

Ces deux milieux sont interdépendants, mais il s'agit d'une interdépendance "à sens unique", car les formations végétales de *Hilaria* ne peuvent exister sans l'apport d'eau complémentaire fourni par le ruissellement superficiel venant des plages de sol nu. C'est pourquoi **les plages végétales de *Hilaria* ne peuvent être dissociées des plages de sol nu qui leur sont fonctionnellement associées, ce système écologique devant être considéré dans son ensemble.**

Dans les plages végétales, le microrelief *gilgai* combiné à l'état de surface du sol induisent un **fonctionnement hydrique différencié au niveau local monticule-dépression, qui aboutit à une concentration de l'eau vers la végétation.**

## 5. FONCTIONNEMENT HYDRIQUE DU SYSTEME ECOLOGIQUE *MOGOTE*

La caractérisation des paramètres d'état et de fonctionnement du sol de ce système écologique a été moins détaillée que pour le système précédent, car la couverture pédologique du *Mogote* est très semblable à celle de *Hilaria*. Les seules différences notables entre les deux systèmes concernent la texture, moins argileuse, et les caractères vertiques, moins accentués, pour le sol du *Mogote*.

Seul l'étalonnage au bloc graphite a été utilisé pour cette station. Celui-ci a concerné des sites localisés dans les espaces inter-bande amont et aval et dans les bandes végétales. Le calcul du stock hydrique a été effectué de la même manière que pour *Hilaria*.

### 5.1. APPROCHE *IN SITU* DU FONCTIONNEMENT : MESURES AU CHAMP

#### 5.11. Démarche – Méthode

Comme pour l'unité *Hilaria*, l'étude du fonctionnement hydrique a été envisagée à l'échelle de la séquence pluvieuse d'au moins 10 mm, avec des mesures de l'humidité encadrant au plus près l'événement pluvieux (cf. 4.21). Le stock hydrique pré et post-séquence pluvieuse a pu être ainsi calculé (tableaux en annexe) pour seize de ces événements pluviométriques, et des mesures diachroniques ont permis d'estimer la consommation de ce stock.

#### 5.12. Sites et protocole de mesures

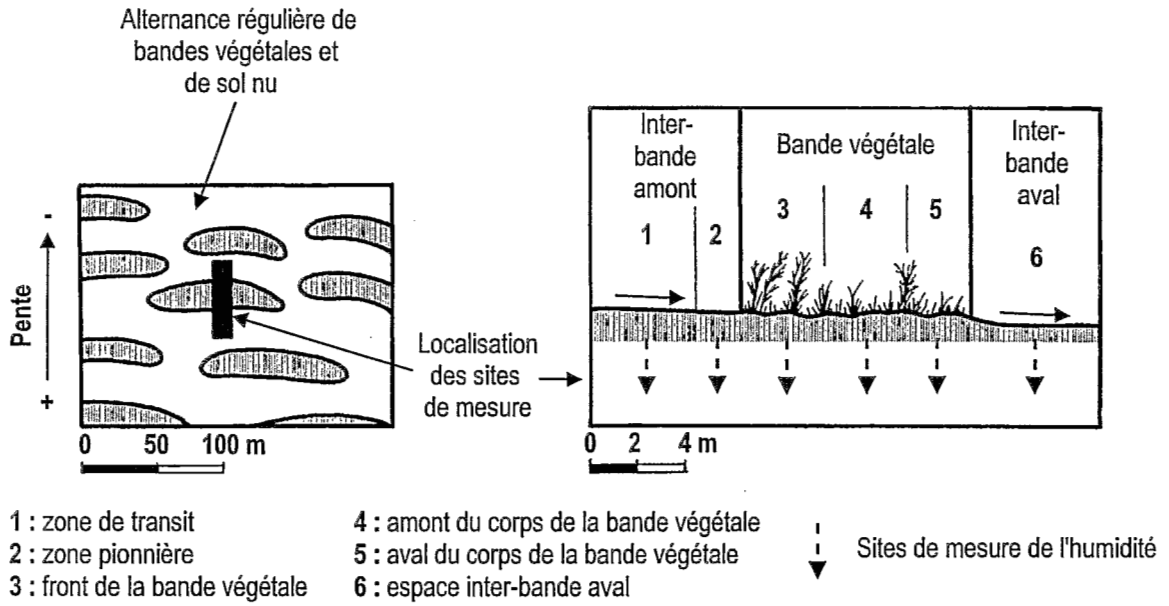
Une étude préliminaire de la variabilité spatiale de l'humidité du sol (fig.VII.23) a montré que celle-ci se distribuait essentiellement en fonction de la pente au niveau du système écologique *Mogote* considéré dans son ensemble, c'est-à-dire l'espace inter-bande amont et la bande végétale qui lui est associée. Cette distribution spatiale de l'eau a déterminé le choix d'implantation des sites de mesures de l'humidité pour cette unité. Ceux-ci ont été disposés perpendiculairement à une bande végétale le long d'un même axe qui correspond à la ligne de plus grande pente (fig. VII.23).

Six sites de mesures ont été ainsi installés d'amont en aval, dans les différents milieux du système *Mogote*. L'environnement de chacun de ces sites dans un rayon de 50 cm autour du tube de mesure de l'humidité est constitué de la manière suivante :

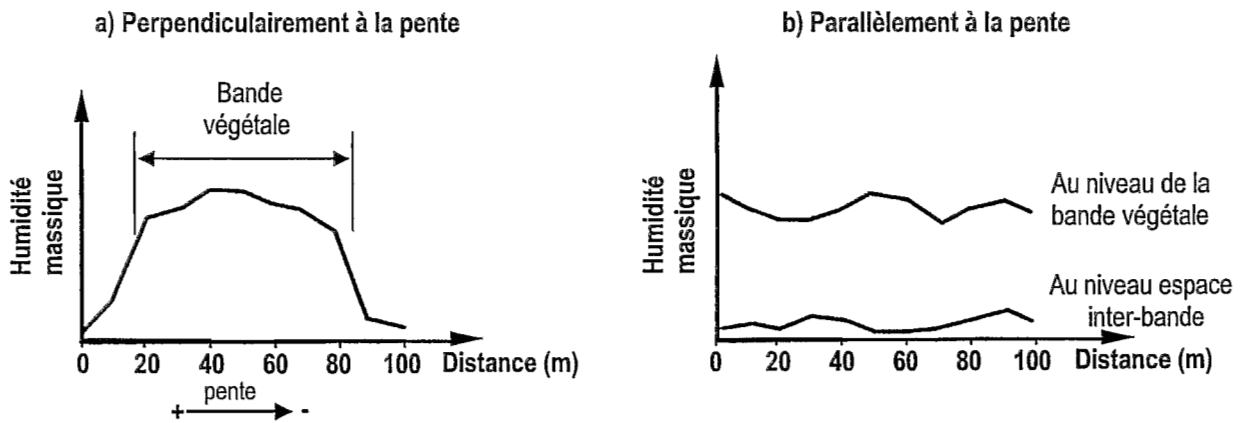
##### 1) espace inter-bande amont :

- **site 1** = zone de transit des flux hydriques; pas de végétation; surface constituée à 100% par une croûte d'érosion à fort recouvrement de petits graviers (moins de 1 cm).
- **site 2** = zone pionnière; végétation herbacée très basse et très ponctuelle à 5-10% de recouvrement; surface constituée à 100% par une croûte de décantation fissurée sur quelques millimètres d'épaisseur, délimitant ainsi des plaquettes polygonales qui se desquament sous l'effet de la dessiccation.

Fig. VII 23 - Station Mogote : localisation des sites de mesures de l'humidité et variabilité spatiale de l'humidité du sol



**Variabilité de l'humidité du sol :**



2) bande de végétation dense, arbustive et surtout herbacée, formant une couverture pratiquement continue, d'où une abondante litière qui repose directement sur la matrice du sol, d'aspect grumeleux; microrelief de type *gilgai*; bonne porosité en surface due à une teneur relativement élevée en matière organique et à l'activité mésofaunique; présence d'une croûte (structurale ou de décantation) mais de faible extension, sauf à l'aval :

- **site 3** = front de la bande végétale; végétation à 70% de recouvrement; 20% de sol nu constitué par une croûte structurale ou de décantation.

- **site 4** = zone amont du corps de la bande végétale; végétation à 85% de recouvrement; 10% de sol nu constitué par une croûte structurale ou de décantation.

- **site 5** = zone aval du corps de la bande végétale; végétation à 55% de recouvrement; 30% de sol nu constitué par une croûte structurale ou de décantation.

3) espace inter-bande aval :

- **site 6** = pas de végétation; surface constituée à 100% par une croûte d'érosion.

Au niveau de la bande végétale, la distance monticule – dépression est beaucoup plus réduite que dans les unités *Hilaria*. Cela ne permettait pas l'installation d'un tube de mesure de l'humidité à la fois dans une touffe végétale et dans l'espace inter-touffe adjacent de façon à ce que la distance entre ces deux tubes soit suffisante (60 cm minimum) pour que les mesures obtenues soient indépendantes entre elles. Les sites 3 à 5 sont donc toujours proches de la végétation.

Toutes les mesures ont été réalisées en conditions naturelles pendant cinq années, c'est-à-dire que la bande végétale recevait le ruissellement superficiel provenant de l'espace inter-bande amont.

### 5.13. Résultats

Une infiltration sous charge constante réalisée au niveau médian de la bande végétale a montré un comportement hydrodynamique très semblable à celui du système écologique *Hilaria* : en début de cinétique, **l'infiltration est très rapide**, puis celle-ci **diminue ensuite graduellement pour se stabiliser à un niveau extrêmement faible d'infiltrabilité** quelques heures après le début de la cinétique; **absence de drainage profond; le front d'humectation n'a pas dépassé 80 cm de profondeur.**

#### 5.131. Accumulation de l'eau par le sol

**Le stock d'eau accumulé par le sol est très différent selon les sites** (tableau VII.23; fig. VII.24) : négligeable dans les sites sans végétation de la zone de transit amont (site 1) et dans l'espace inter-bande aval (site 6), il devient très important et supérieur à la quantité précipitée à l'intérieur de la bande végétale (sites 3 à 5), alors qu'il est notable dans la zone pionnière (site 2).

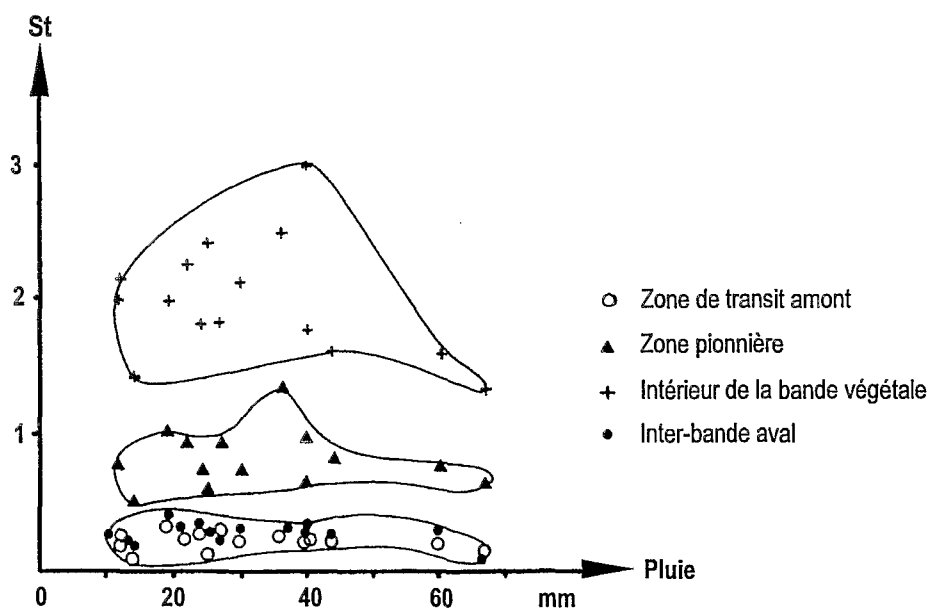
Tableau VII.23 – STATION MOGOTE – STOCKAGE HYDRIQUE DU SOL SELON LES SITES  
 POUR LES ÉVÉNEMENTS PLUVIEUX NOTABLES

(stockage défini par le rapport entre la quantité totale d'eau emmagasinée pendant un événement pluvieux et la hauteur totale précipitée)  
 (site 1 = zone de transit amont; site 2 = zone pionnière; sites 3, 4 et 5 = bande végétale; site 6 = espace inter-bande aval)

pluie (mm)	site 1	site 2	site 3	site 4	site 5	site 6
14	0,09	0,46	0,88	1,43	0,50	0,11
24	0,28	0,76	1,40	1,83	1,13	0,32
40	0,22	0,65	1,26	1,79	1,56	0,26
30	0,22	0,76	1,24	2,16	1,69	0,31
40	0,24	0,97	2,38	3,01	1,92	0,32
25	0,12	0,63	1,80	2,40	1,79	0,28
22	0,26	0,95	1,75	2,23	1,14	0,31
44	0,22	0,84	1,37	1,63	1,12	0,23
12	0,18	0,79	1,50	2,00	1,03	0,25
19	0,34	1,00	1,81	2,02	0,86	0,38
67	0,13	0,69	1,18	1,35	0,97	0,16
60	0,20	0,74	1,23	1,60	1,16	0,31
36	0,26	1,38	2,14	2,50	1,68	0,29
12	0,24	0,74	1,37	2,17	0,82	0,33
27	0,28	0,96	1,45	1,84	1,05	0,28
moyenne	0,22	0,82	1,52	2,00	1,23	0,28

Fig. VII 24 - Station Mogote : stockage hydrique du sol selon les sites  
 et en fonction de la hauteur précipitée

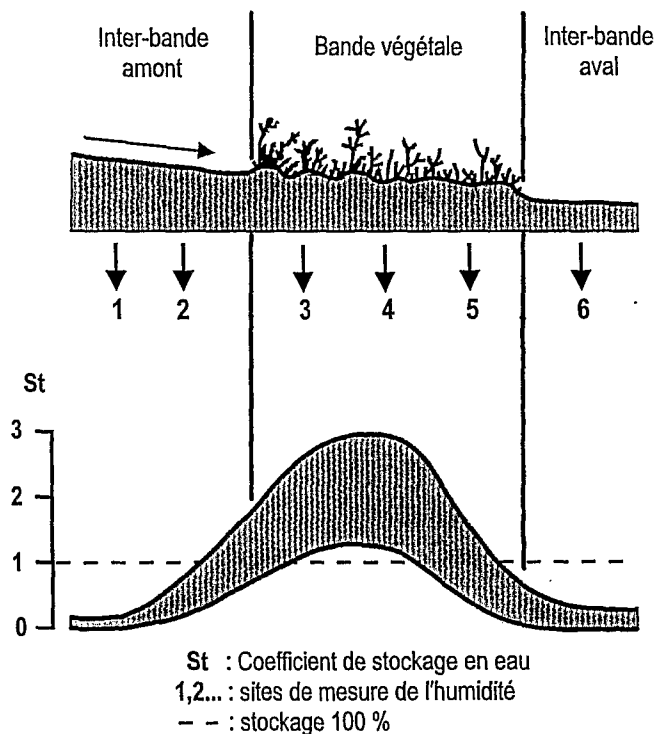
(St : coefficient de stockage = quantité stockée / quantité précipitée)



De l'amont à l'aval d'un système écologique *Mogote*, la quantité d'eau stockée dans le sol par rapport à la pluviométrie totale reçue varie de la manière suivante (fig. VII.25) :

zone de transit =	0,1 à 0,3 fois la pluviométrie
zone pionnière =	0,5 à 1,4 fois la pluviométrie
front de la bande végétale =	0,9 à 2,4 fois la pluviométrie
amont de la bande végétale =	1,4 à 3,0 fois la pluviométrie
aval de la bande végétale =	0,5 à 1,9 fois la pluviométrie
espace inter-bande aval =	0,1 à 0,4 fois la pluviométrie

Fig. VII 25 - Station Mogote : stockage hydrique du sol à travers une bande végétale et les espaces inter-bandes associés



La profondeur de sol humecté est différente selon les sites (fig. VII.26). Alors que le front d'humectation ne dépasse jamais 30 cm de profondeur dans la zone de transit amont et dans l'espace inter-bande aval, il atteint 50 cm dans la zone pionnière et 60 à 90 cm dans la bande végétale, la profondeur maximum humectée étant atteinte vers le milieu de cette bande. Comme pour le système écologique *Hilaria*, la bande végétale correspond à une zone de piégeage et d'accumulation de l'eau, alors que les espaces dénudés situés à l'amont et à l'aval de cette bande sont des zones de transit des flux hydriques superficiels où le stockage est très réduit.

Les quantités d'eau emmagasinées par le sol dépendent de la quantité précipitée mais aussi et surtout de l'intensité pluviométrique, car cette dernière conditionne fortement le ruissellement superficiel et donc l'apport d'eau complémentaire à la bande végétale.

Fig. VII 26 - Station Mogote : stockage hydrique du sol lors des principaux événements pluvieux pour chacun des sites

(même légende que la figure VII 17)

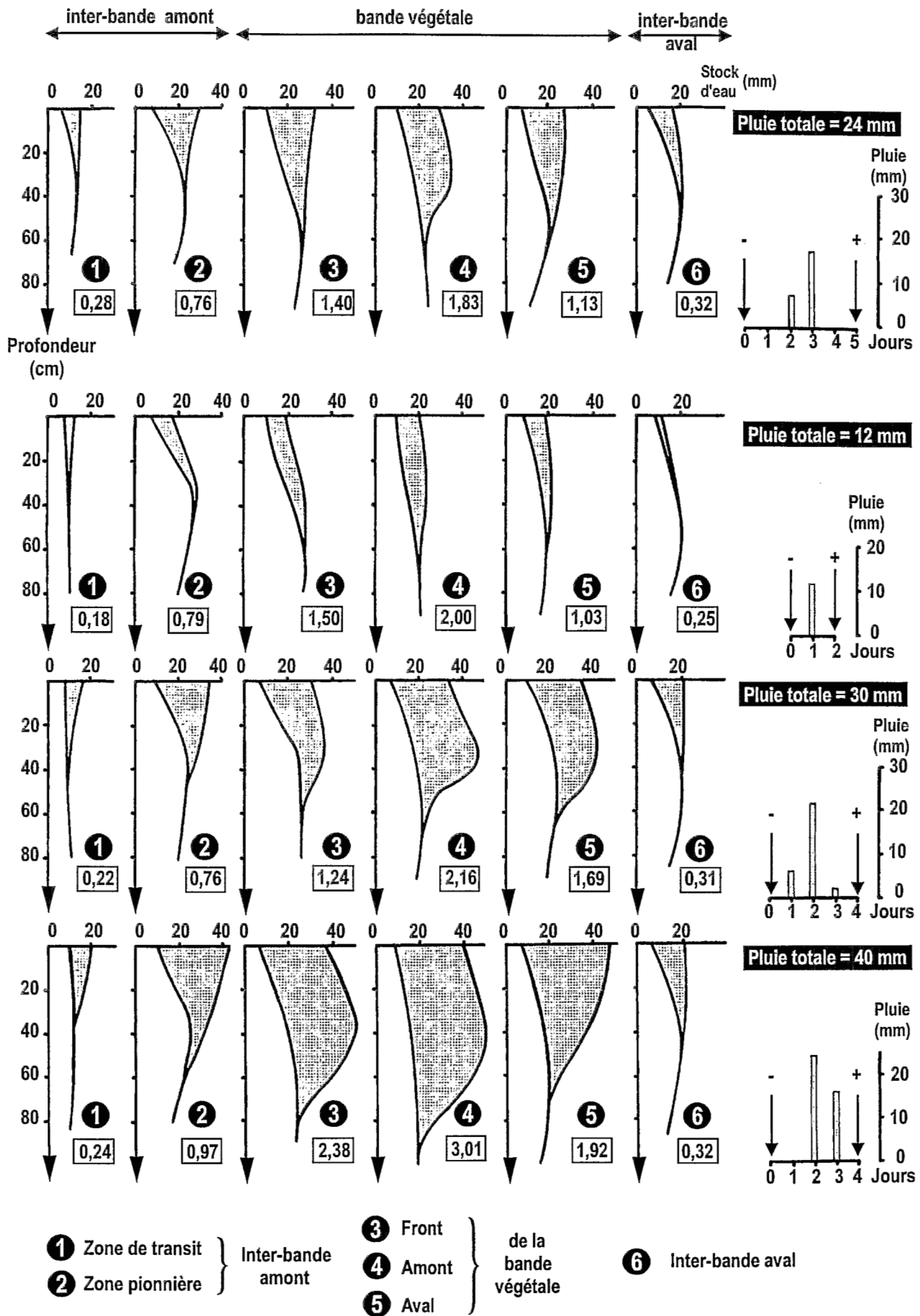
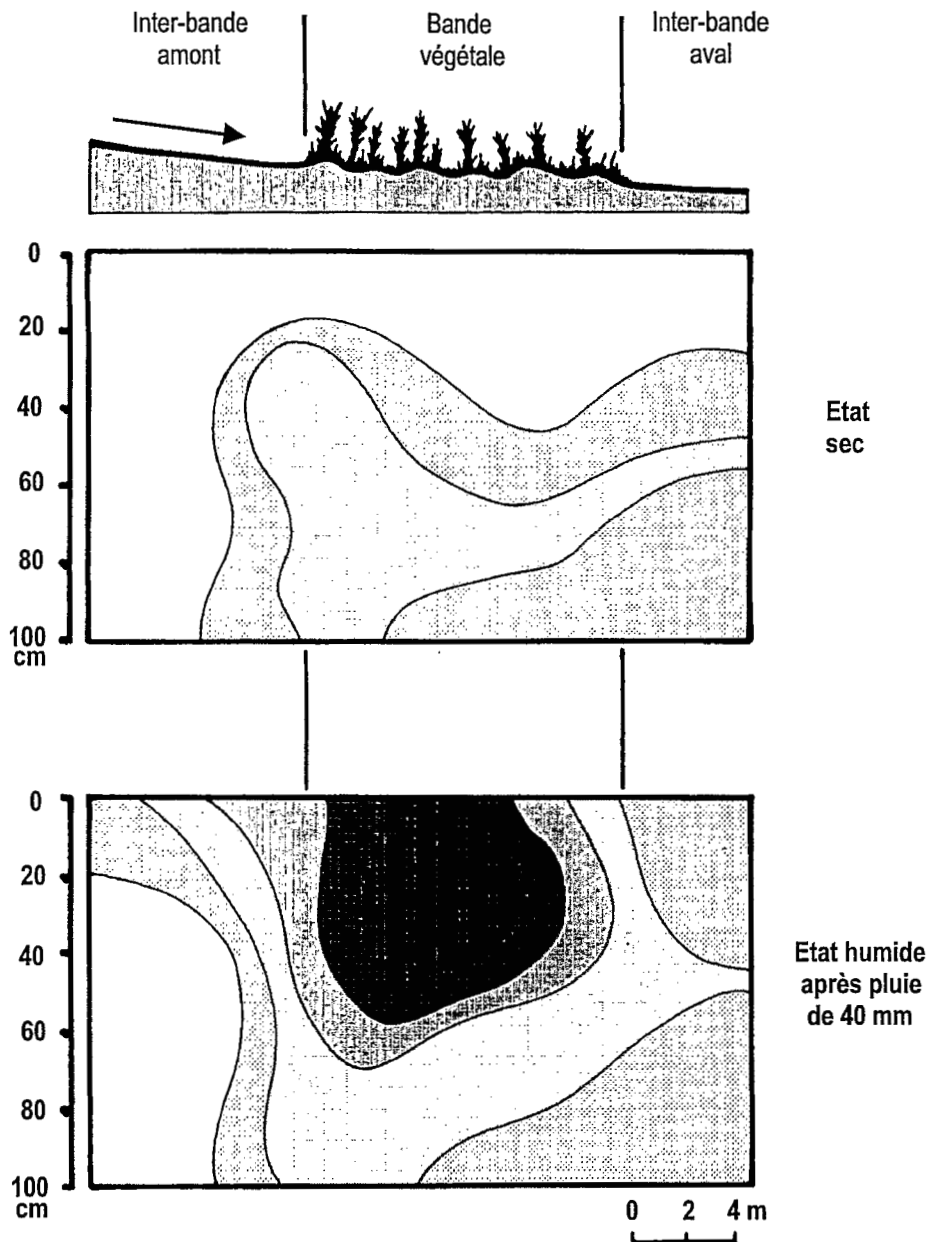
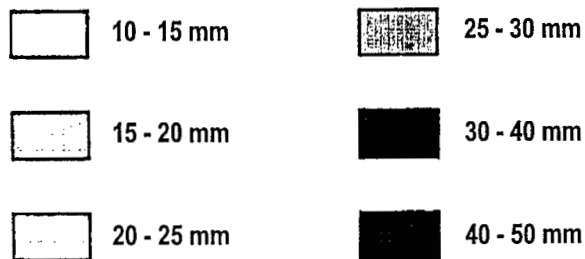




Fig. VII 27 - Répartition spatiale du stock hydrique du sol à travers une bande végétale de Mogote pour deux états hydriques extrêmes



Stock hydrique :



Au lieu d'une discontinuité de la teneur en eau du sol au niveau du module touffe végétale – espace inter-touffe comme cela s'observe dans le système *Hilaria* (fig. VII.22), **le volume de sol humecté au niveau de la bande végétale du *Mogote* forme un continuum** (fig. VII.27). Cela s'explique par un couvert végétal herbacé plus dense avec des touffes végétales plus proches les unes des autres, permettant ainsi la coalescence des zones d'humectation préférentielle situées sous les touffes végétales. A l'état sec, le sol reste plus humide sous la zone pionnière et sous la moitié amont de la bande végétale que sous les espaces inter-bandes amont et aval, ce qui est "l'image résiduelle" ou "la mémoire" de la distribution spatiale du stock hydrique après la dernière pluie. En effet, juste après un événement pluvieux, le maximum de l'accumulation d'eau se fait sous l'espace qui s'étend depuis la zone pionnière et presque jusqu'à l'aval de la bande végétale (fig. VII.27).

#### 5.132. Consommation de l'eau du sol

Les quantités d'eau consommées<sup>5</sup> sont très différentes selon les sites. Dans les espaces dénudés amont et aval, l'évaporation ne dépasse pas 1 mm j<sup>-1</sup> en moyenne, ce qui est semblable à l'évaporation en sol nu du système écologique *Hilaria*. Dans la zone pionnière, l'ETR atteint 2 mm j<sup>-1</sup>, alors qu'au niveau de la bande végétale, elle varie en moyenne de 4 à 7 mm j<sup>-1</sup>, l'évapotranspiration étant d'autant plus élevée que la végétation est dense. Ces valeurs sont tout à fait comparables à l'ETR mesurée dans les plages végétales du système *Hilaria*. Comme dans ce dernier, c'est l'abondance de la végétation qui explique une consommation beaucoup plus forte du stock hydrique dans les zones de végétation que dans les zones de sol nu.

Dans la gamme des séquences pluvieuses étudiées, les plus fortes quantités d'eau qui ont été accumulées par le sol ont varié de la manière suivante (tableaux en annexe) :

site 1 =	8 à 12 mm
site 2 =	25 à 50 mm
site 3 =	50 à 95 mm
site 4 =	70 à 120 mm
site 5 =	50 à 80 mm
site 6 =	7 à 13 mm

Avec les valeurs ci-dessus d'ETR et en l'absence de nouvel apport hydrique, ces quantités d'eau accumulées par le sol sont consommées en 10 à 25 jours selon les sites. Tout comme pour le système *Hilaria*, **la réserve hydrique stockée au cours d'une pluie est consommée rapidement et même en cours de "saison des pluies"**, lorsque survient une période sèche de 10 à 20 jours, le sol du *Mogote* retrouve un état hydrique très proche de l'état hydrique minimum de fin de saison sèche.

#### 5.14. Interprétations

Le fonctionnement hydrique du système écologique *Mogote* est tout à fait comparable à celui du système *Hilaria*.

---

5. La consommation du stock hydrique a été calculé de la même manière que pour le système écologique *Hilaria*, pour des périodes de 5 à 6 jours consécutifs (cf. 4.232).

Un important ruissellement se développe dans l'espace inter-bande amont favorisé par l'existence d'une croûte superficielle et par la faible rugosité de la surface. Ce flux hydrique parvient jusqu'à la zone pionnière, où, malgré la présence d'une croûte à très faible perméabilité, celle-ci **piège une partie du ruissellement grâce à la fissuration superficielle de cette croûte**. Cela permet la constitution d'un stock hydrique notable qui sera utilisé ultérieurement par les graines qui ont été facilement piégées par cette zone (microfissures, desquamation en plaquettes de la surface).

Mais tous les flux hydriques superficiels ne sont pas piégés par cette zone pionnière. Ce n'est que lorsqu'ils parviennent au début de la bande végétale qu'ils sont brutalement stoppés par l'obstacle que forme celle-ci. Cette réduction de la vitesse de l'écoulement, combinée au microrelief de la bande végétale, favorisent la stagnation de l'eau puis son infiltration, d'autant plus que la surface du sol est relativement perméable et que la croûte a une faible extension. **La bande végétale, en recevant ainsi un double apport hydrique** (ruissellement et pluie) **stocke une quantité d'eau supérieure à la pluviométrie**.

Les flux hydriques pénètrent plus ou moins loin vers l'aval de la bande végétale en fonction de l'importance du ruissellement. Mais il est très rare que celui-ci traverse la totalité de la bande végétale et qu'une partie parvienne à l'espace inter-bande aval. Dans cette dernière, la croûte de surface induit un ruissellement important qui vient s'ajouter à celui de l'espace inter-bande amont du *Mogote* suivant.

### 5.15. Modélisation du bilan hydrique

Une simulation du bilan hydrique (Cornet *et al.*, 1992) a été effectuée pour les deux principaux milieux du système *Mogote*, l'espace inter-bande amont et la bande végétale, dans le but d'établir l'évolution continue du stock hydrique du sol à partir des mesures ponctuelles d'humidité, en fonction des apports et pertes en eau au système (évapotranspiration, ruissellement, drainage). Le modèle utilisé est une version simplifiée du modèle BIJOU (Cornet, 1981; Cornet et Rambal, 1981). Il est basé sur la relation de récurrence suivante qui traduit la conservation de l'eau dans une tranche de sol :  $W_j = WS_{j-1} + P_j \pm R_j - D_j - ETR_j$ , dans laquelle :

- $W_j$  = réserve en eau du sol au jour J;
- $WS_{j-1}$  = réserve en eau du sol au jour J-1;
- $P_j$  = pluie pendant le jour J;
- $R_j$  = pertes ou apports par ruissellement pendant le jour J;
- $D_j$  = pertes par drainage pendant le jour J;
- $ETR_j$  = pertes par évapotranspiration pendant le jour J.

L'ETR est calculée à partir de la relation empirique de Eagleman (1971) qui prend en compte les valeurs de l'ETP<sub>penmmmm</sub> calculée, du couvert végétal et de l'humidité relative du sol. Il a été considéré que les pluies de moins de 4 mm ne donnent pas lieu à de ruissellement et que le drainage est nul. L'ETR étant calculée pour chaque site, il est recherché ensuite, pas à pas, une valeur de  $R_j$  telle que la valeur du stock hydrique calculée sur l'ensemble du profil soit égale à la valeur mesurée (Cornet *et al.*, 1992).

Cette simulation a été effectuée sur la majeure partie de l'année 1985 (tableau VII.24; fig. VII.28). Le stockage hydrique est très réduit dans l'espace inter-bande amont et la faible réserve en eau qui s'y constitue lors d'un événement pluvieux est consommée très rapidement dans les jours qui suivent celui-ci. Dans la bande végétale, le stock hydrique emmagasiné est très important et il est variable selon les événements pluvieux. Ce stock est consommé en une trentaine de jours au printemps (évaporation moins forte et activité végétale réduite) et en quinze à vingt jours de mai à septembre. Par suite de cet épuisement rapide de la réserve en eau en période estivale, le sol retrouve ainsi un état hydrique très sec, comparable à celui de la saison sèche, même dans la saison qui est pourtant considérée comme celle des pluies.

Tableau VII. 24 – STATION MOGOTE – VALEURS CALCULÉES (MODELE BIJOU) DES PRINCIPAUX TERMES DU BILAN HYDRIQUE DU SOL POUR LA PÉRIODE DU 8 FEVRIER AU 9 SEPTEMBRE 1985 POUR LES DEUX PRINCIPAUX MILIEUX DU SYSTÈME MOGOTE (D'après CORNET *et al.*, 1992)

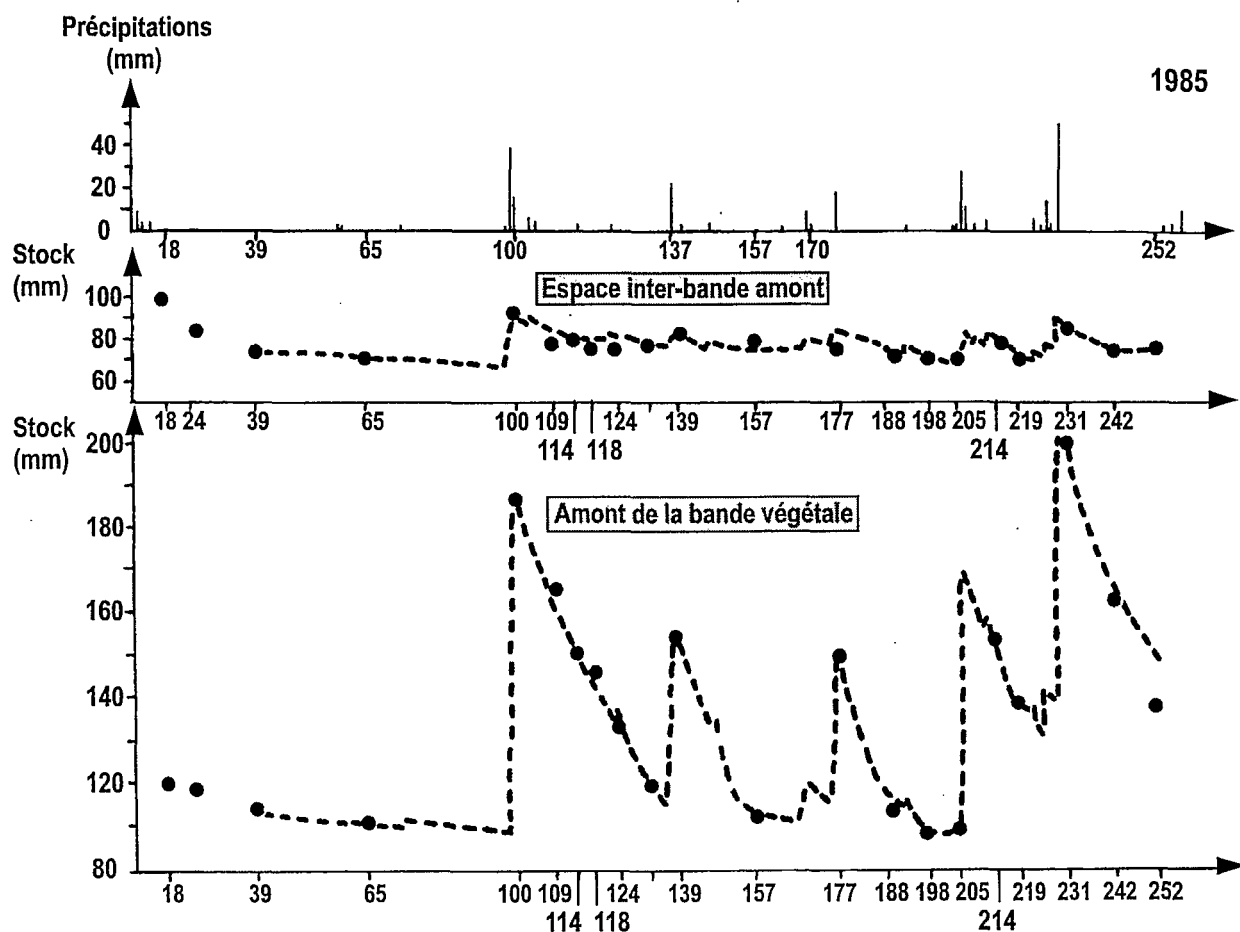
	ESPACE INTER- BANDE AMONT	AMONT DE LA BANDE VÉGÉTALE
Précipitations P (mm)	227,7	227,7
ETP (mm)	1353	1353
Stock hydrique initial (mm) 0-120 cm	72,7	106,9
Stock hydrique final (mm) 0-120 cm	75,2	178,2
ETR (mm)	- 138,7	- 654,3
ETR (en % de P)	61 %	287 %
Perte par ruissellement (en mm)	- 86,5	-
Apport par ruissellement (en mm)	-	+ 497,9

Les valeurs calculées ci-dessus ne sont validées que si les milieux du type espace inter-bande amont, que nous avons qualifiés de **milieux à "comportement ruisselant"** (surfaces dénudées et à faible couverture végétale), **occupent 85% de la surface contre 15% pour les milieux** du type bande végétale ou à **"comportement infiltrant"** (plages de végétation dense)<sup>6</sup>. Cette proportion correspond à celle établie précédemment à partir d'une cartographie semi-quantitative de la surface respective occupée par ces deux milieux au niveau de la toposéquence (cf. 5 du chapitre V). Ainsi, **une très faible fraction de la surface reçoit au minimum chaque année 5 à 600 mm de hauteur d'eau**, ce qui permet le développement d'une végétation dense, d'où l'aspect **semi-aride** de ce milieu. Mais cela est **au détriment du reste de la surface**, c'est-à-dire la très forte majorité de celle-ci, **qui reçoit rarement plus de 200 mm d'eau** chaque année, d'où une **physionomie aux caractères d'aridité très accentués**.

6. Les milieux à "comportement ruisselant" fournissent 86,5 mm aux milieux à "comportement infiltrant"; ces derniers en reçoivent au total 497,9 mm; pour qu'il y ait équilibre entre les deux milieux, les zones dénudées doivent être 5,75 fois plus grandes que les plages de végétation dense, soit une proportion respective de 85-15%.

**Fig. VII 28 - Station Mogote : évolution simulée du stock d'eau du sol durant l'année 1985 pour l'espace inter-bande amont et pour l'amont de la bande végétale**

(les points représentent les valeurs mesurées ; modèle BIJOU ; d'après Cornet *et al.*, 1992)



## 5.2. CONCLUSION

Les zones de sol nu du système écologique *Mogote* correspondent à des impluviums qui collectent et concentrent les eaux de ruissellement vers les bandes végétales. Celles-ci piègent ces apports d'eau complémentaire qui s'infiltrent et constituent une importante réserve hydrique permettant le développement d'une végétation dense et diversifiée.

La bande végétale et l'espace inter-bande amont qui lui est associé forment un système interdépendant. Mais la bande végétale ne peut exister sans l'apport d'eau de ruissellement venant de l'espace inter-bande amont.

## 6. CONCLUSION GENERALE

Chacun des deux systèmes écologiques *Mogote* et *Hilaria* est constitué de deux milieux d'aspect très différent qui alternent dans le paysage, d'une part, des plages végétales denses et, d'autre part, des plages de sol nu. Cette **physionomie très contrastée résulte d'une dynamique hydrique radicalement opposée entre ces deux milieux.**

Dans les **plages dénudées** et à végétation peu dense et très discontinue (moins de 30 à 40% de couverture herbacée), la **dynamique hydrique est essentiellement horizontale**. C'est-à-dire qu'une forte proportion de l'eau qui parvient à l'interface sol-atmosphère se met à ruisseler. Ce processus est dû à l'**existence d'une croûte superficielle**, continue et imperméable. La conséquence est une **infiltration très réduite** qui se limite à l'horizon de surface, d'où une **évaporation très rapide** (quelques jours) de l'eau qui a pu être stockée.

Dans les **plages de végétation dense**, la **dynamique hydrique est essentiellement verticale**, car à son arrivée à l'interface sol-atmosphère, l'eau s'infiltré préférentiellement. L'**absence d'une croûte** superficielle et la **forte porosité** de l'horizon de surface favorisent ce processus. A l'**apport pluvial direct**, s'ajoute un complément très important d'eau de ruissellement venant des zones dénudées situées à l'amont que la plage végétale stoppe dans son cheminement et qu'elle piège grâce à l'existence d'un microrelief type *gilgai*. Il en résulte une **infiltration très importante** mais qui ne dépasse cependant jamais 70 à 90cm de profondeur.

Le fonctionnement hydrique des systèmes écologiques *Mogote* et *Hilaria* se résume donc à deux mécanismes principaux :

**plages de sol nu = zones de transit des flux hydriques**

**plages végétales denses = zones d'accumulation préférentielle de l'eau**

Les deux milieux constitutifs de chacun des systèmes *Mogote* et *Hilaria* forment un **ensemble indissociable** "plage de végétation dense – espace dénudé amont", car c'est **ce dernier qui permet**, localement, **l'existence et le développement de formations végétales denses.**

La **forte teneur en argile de l'horizon B** favorise un **stockage hydrique important** à ce niveau et empêche un transfert de l'eau plus en profondeur. Malgré la **très forte rétention qu'exerce cette argile**, ce qui est dû à sa nature, la **consommation** de la réserve hydrique du sol dans les plages végétales après une pluie est **très rapide**, ce qui indique que les **espèces végétales sont parfaitement adaptées** à ces conditions car elles parviennent à extraire et utiliser à leur profit un eau très fortement liée à la matrice du sol.

*Quatrième partie*

**DYNAMIQUE D'UN MILIEU ARIDE DU NORD-MEXIQUE**





## CHAPITRE VIII

L'eau est le facteur primordial qui détermine la **physionomie et la dynamique** de tout écosystème. Ce paramètre prend une importance d'autant plus capitale **en milieu aride** qu'à sa rareté s'ajoutent **des conditions climatiques et édaphiques défavorables**. Celles-ci imposent au milieu des **contraintes** qui par leur impact, aboutissent à la formation de **systèmes écologiques très particuliers**.

A partir d'une étude de cas choisie dans le milieu aride du nord du Mexique (Mapimi) et réalisée à l'échelle d'un compartiment de paysage (toposéquence, bassin versant) représentatif de ce milieu, notre **objectif** est d'établir **comment et dans quelle mesure l'eau et les contraintes inhérentes à ce milieu lui ont donné sa physionomie actuelle**. Cela revient à définir les **fonctionnements hydriques**, avec les **conséquences** qui en résultent, en particulier pour les sols et la végétation, et la **dynamique évolutive** qu'ils induisent.

### 1. MAPIMI : UN MILIEU ARIDE TYPIQUE OU S'INDIVIDUALISENT DES SYSTEMES ECOLOGIQUES ORIGINAUX

#### 1.1. UN MILIEU ARIDE

Ce qui frappe tout d'abord lorsque l'on parcourt pour la première fois la région de Mapimi, tout comme l'ensemble du désert de Chihuahua, c'est l'étendue de paysage que l'on peut observer. Dans presque toutes les directions, la vue s'étend en effet sur plusieurs dizaines de kilomètres sans rencontrer d'obstacles, sauf, localement, des petits reliefs isolés ou des massifs montagneux plus développés. Il en résulte une **impression d'immensité, l'espace paraissant illimité**. Cela se rencontre fréquemment dans les milieux arides sans être cependant spécifique de ces régions. De cette impression naît **une apparence d'uniformité et d'homogénéité** à l'échelle régionale, mais il ne s'agit que d'une apparence trompeuse car **l'échelle locale révèle la diversité et la spécificité** de ce milieu.

Celles-ci se manifestent aussi bien dans le milieu physique que dans le milieu biotique. C'est surtout ce dernier, par l'existence d'un **grand nombre d'espèces vivantes, animales et végétales**, dans un environnement pourtant difficile, qui **traduit le mieux la diversité**, alors que les géoformes sont relativement uniformes et monotones et les sols généralement peu différenciés, sauf localement.

La **spécificité** résulte des **adaptations** plus ou moins accentuées des espèces végétales aux contraintes imposées par le milieu, en particulier à la variabilité pluviométrique : dominance des **thérophytes** et des **phanérophytes** et importance prise par les **espèces arido-actives et les plantes en C<sub>4</sub>** qui sont particulièrement bien adaptés aux conditions arides (favorisent l'économie de l'eau, propriétés germinatives des semences). Le **comportement phénologique**, différent selon les espèces, est une autre forme d'adaptation, ainsi que la **colonisation de la quasi totalité de l'espace** par la végétation. En occupant la majeure partie du paysage, les espèces tirent ainsi le meilleur profit des différents sites et évitent une trop forte compétition entre elles. La **distribution spatiale ouverte et discontinue de la végétation en mosaïque** est une autre spécificité du milieu aride. Le milieu physique présente aussi des caractéristiques propres aux zones arides, comme l'**individualisation de sols salsodiques** dans des situations topographiques particulières et la présence à la surface du sol d'une **pellicule indurée** (croûte). Enfin, Mapimi, par sa principale activité humaine, le **pastoralisme**, s'apparente aux autres régions arides où cette activité est aussi la plus importante et la plus traditionnelle.

Ce sont les **conditions climatiques** qui donnent au milieu ses **caractères les plus marqués d'aridité**. Les précipitations annuelles sont peu abondantes et elles se concentrent sur une courte période, de juin à septembre, laquelle correspond à l'époque où le rayonnement global est important et où les températures sont les plus élevées. Cela détermine une forte évapotranspiration, très défavorable au bilan hydrique climatique. Le reste de l'année correspond à une période très peu arrosée de 7 à 8 mois. Les aversés, très localisées, sont brèves, ce qui provoque des écoulements hydrologiques intermittents, très discontinus dans le temps et de faible durée, en liaison directe avec l'événement pluvieux.

Les différentes caractéristiques **de la région de Mapimi en font un milieu aride typique, semblable aux autres régions arides du monde** telles que les ont décrites de nombreux auteurs. Parmi ceux-ci, on peut citer Floret et Pontanier (1982) pour la Tunisie présaharienne, l'INIA (1983) pour le nord du Chili, Bernus (1983) et Poncet (1986) pour le Niger, Prakash *et al.* (1983) pour la région du Rajasthan en Inde, Barral (1988) pour le Gourma au Mali, Grouzis (1988) pour le nord du Burkina-Faso, et, d'une manière plus générale pour l'ensemble des régions arides et semi-arides du monde, McGinnies *et al.* (1968), Mainguet (1994), Le Floch *et al.* (1992), et les actes de l'atelier TERRA ARIDA du MAB-UNESCO (1990) pour différentes zones arides d'Afrique et d'Amérique Latine.

## 1.2. DES SYSTEMES ECOLOGIQUES ORIGINAUX

Sous une **apparente homogénéité** du milieu à l'échelle régionale se cache une **relative diversité** à l'échelle locale. Cette diversité résulte essentiellement de l'**action des facteurs climatiques sur le milieu physique**, ce qui se traduit par l'**individualisation de systèmes écologiques bien différenciés**, organisés et ordonnés dans l'espace. Chacun de ces écosystèmes forme une unité de paysage définie par des caractères spécifiques de géomorphologie, de pédologie et de végétation.

**Deux de ces systèmes écologiques**, les unités *Mogote* et *Hilaria*, par leur physionomie particulière, forment un **contraste très marqué** avec le reste du paysage et constituent l'**originalité du milieu aride étudié**.

Ce contraste se manifeste par le **mode de distribution de la végétation**. Cette dernière, constituée essentiellement de formations herbacées où sont disséminés quelques arbustes, se distribue dans la majorité des unités de manière **discontinue dans l'espace** mais avec une répartition plus ou moins **généralisée** à l'ensemble du paysage. Mais pour les unités *Mogote* et *Hilaria*, cette distribution discontinue devient **très contractée** : à **des plages végétales denses** de plusieurs centaines de mètres carrés **sont associés des espaces** de dimension semblable **totalement dépourvus de végétation** où la surface du sol forme une croûte quasi continue. Le milieu présente ainsi une **physionomie très contrastée sur de courtes distances**.

**Le développement de telles plages de végétation dense nécessite un bilan hydrique beaucoup plus favorable que dans les sites à végétation moins dense**. Cela **laisse supposer un fonctionnement hydrique particulier** pour ces systèmes *Mogote* et *Hilaria*, dont on peut penser qu'il est **favorisé par la localisation de ces unités**. Celles-ci sont en effet situées dans la zone médiane du versant, plus particulièrement **là où les écoulements hydriques superficiels sont d'abord ralentis** (*lomas*, faible pente) et **ensuite piégés** par la topographie (microrelief).

A ces **plages végétales denses** de *Mogote* et de *Hilaria* de la zone médiane du versant **sont associés les sols qui présentent les caractères les plus marqués de différenciation pédologique** de toute la couverture édaphique de la toposéquence. Ces caractères se manifestent surtout par une très bonne structuration du matériau et par un horizon à forte teneur en argile granulométrique, caractères n'existant nulle part ailleurs de manière aussi accentuée. **Cet horizon argileux**, d'origine ancienne et/ou actuelle, peut être un simple **niveau sédimentaire hérité**. Mais il peut résulter aussi d'une **illuviation** ou d'une **argillification**, processus nécessitant ou ayant nécessité des **apports d'eau plus conséquents que ceux auxquels on peut s'attendre en milieu aride**, et donc sous-entend un **fonctionnement hydrique particulier**.

### 1.3. CONCLUSION

Alors que la plupart des unités de milieu de la toposéquence sont relativement peu différenciées, sauf dans la *playa* où les sols sont marqués par la salinité, il s'individualise dans la **partie médiane du versant**, une zone qui présente des **caractéristiques originales et spécifiques qui contrastent très nettement avec celles des autres unités**. Ces caractéristiques, qui ne sont nulle part ailleurs réunies ensemble, sont liées à la **conjonction géographique en un même secteur de trois paramètres** :

- une **topographie perturbée par des discontinuités** qui provoquent une **modification et une rétention des flux hydriques superficiels**;

- une **végétation dense et fortement contractée** n'ayant plus l'apparence d'une végétation de milieu aride, qui **alterne avec des zones totalement dépourvues de végétation**;

- des **sols qui sont les plus différenciés** de la toposéquence étudiée.

## 2. LES CONTRAINTES D'ARIDITE

La **physionomie du milieu actuel** de Mapimi est essentiellement le **résultat** de l'action combinée de **deux types de contraintes, l'aridité climatique et l'aridité édaphique** (Floret et Pontanier, 1982, 1984), qualifiées aussi de sécheresse climatique et de sécheresse édaphique (Rognon, 1994).

### 2.1. L'ARIDITE CLIMATIQUE

Considéré au niveau régional et à l'échelle pluriannuelle, le climat de Mapimi apparaît comme homogène. Mais il ne s'agit que d'une apparence car à l'échelle agronomique et au niveau local, une **forte hétérogénéité** se manifeste. Celle-ci concerne essentiellement la **pluviosité** qui, outre sa relative rareté, présente une **forte variabilité spatio-temporelle à toutes échelles de temps et d'espace**. Cette irrégularité pluviométrique accentue fortement le caractère d'aridité du milieu.

A l'inverse des régions où les pluies se produisent essentiellement pendant les périodes les plus froides (zones méditerranéennes par exemple), à **Mapimi, les pluies se concentrent pendant les mois où les températures sont les plus élevées, d'où une forte demande évaporative**. Ainsi, une **partie de l'eau reçue** est ainsi perdue très rapidement par évaporation dans les heures qui suivent la pluie, avant que cette eau puisse contribuer de manière efficace à la reconstitution de la réserve hydrique du sol. Cette fraction perdue est d'autant plus importante en valeur relative que la hauteur précipitée est faible. En particulier, les pluies inférieures à 10 mm, qui sont nombreuses à Mapimi, peuvent être qualifiées de "peu utiles", car même si une fraction importante de celles-ci peut être stockée pendant la phase d'imbibition, ce stock, qui n'est que très superficiel, est repris quasi instantanément par l'évaporation. **La quantité d'eau emmagasinée<sup>1</sup> par le sol est proportionnellement d'autant plus forte que la hauteur de pluie est importante<sup>2</sup>**. Dans un tel milieu, il apparaît donc préférable de prendre en compte la quantité d'eau stockée "utilement" par le sol plutôt que la notion de pluie utile des agronomes <sup>3</sup> (Cochemé et Franquin, 1967; Gallais, 1975), car celle-ci est de moins en moins "utile" à mesure que l'averse est plus faible. **Ce n'est pas la hauteur d'une averse qui détermine son utilité agronomique, mais la capacité du sol à retenir une fraction de cette averse**. Cela correspond à la notion de **pluie efficace** qui est celle qui contribue réellement à la recharge hydrique du sol après ressuyage (Floret et Pontanier, 1982, 1984).

**Les événements pluvieux sont discontinus dans le temps** et ils sont **séparés** les uns des autres **par des épisodes secs** de durée variable, lesquels donnent naissance à des sécheresses plus ou moins accentuées qui, lorsqu'elles dépassent une douzaine de jours durant la saison pluvieuse sont désastreuses, comme cela a été observé au Niger (Poncet, 1986). A Mapimi, il existe au moins deux épisodes secs de 10 à 20 jours chaque

---

1. Il s'agit de la quantité d'eau qui est emmagasinée "utilement", c'est-à-dire après que l'évaporation qui intervient efficacement dans les heures qui suivent la pluie a eu lieu.

2. Cela peut sembler en contradiction avec les résultats obtenus en simulation de pluie (chapitre V), mais ceux-ci ne prennent pas en compte l'évaporation qui suit l'averse.

3. D'après ces auteurs, la pluie utile correspond à une hauteur précipitée minimum de 3 mm suivie à moins de huit jours par une pluie égale ou supérieure.

année pendant l'été, durant lesquels la réserve hydrique qui s'est constituée lors de l'averse antérieure s'épuise très rapidement. La notion de "saison des pluies" n'a donc qu'une signification très limitée, car même durant celle-ci, le sol retrouve un état hydrique proche de celui de la saison sèche : il est donc préférable de parler de période à plus forte probabilité de pluies. La **relation pluie-recharge hydrique** du sol doit donc être **considérée à l'échelle de l'événement pluvieux**, et c'est à cette échelle que doit être envisagée l'étude du fonctionnement hydrique d'un tel milieu et celle des relations sol-eau-végétation. Le **rythme auquel se succède les événements pluvieux et les épisodes secs que cela induit sont déterminants pour expliquer la dynamique de ce milieu aride.**

Cette **alternance événements pluvieux – épisodes secs** est **marquée par une forte variabilité.** Celle-ci est d'abord **temporelle** : la quantité précipitée en un site donné pendant une même décennie, un même mois et/ou une même saison peut être semblable ou bien très différente d'une année à l'autre. Cela impose aux êtres vivants des conditions particulières et changeantes auxquelles ils doivent faire face et s'adapter. Cela souligne aussi la difficulté de faire des prévisions agro-pastorales dans un tel milieu. Les critères généralement retenus (écart-type et coefficient de variation) pour mesurer cette irrégularité pluviométrique montrent que Mapimi s'apparente aux autres régions arides du monde à régime pluviométrique monomodal (Le Houérou, 1989, 1992) pour lesquelles la pluviométrie est semblable, en particulier à la zone sahélienne. Mais la variabilité de la pluviosité est aussi **spatiale** : sur de courtes distances (quelques kilomètres), les quantités précipitées lors d'un même événement sont le plus souvent extrêmement variables (de zéro à plusieurs dizaines de mm). La disponibilité en eau est donc tributaire de la variabilité spatiale de la pluviosité, aussi bien au niveau ponctuel qu'au niveau du paysage. C'est un paramètre à prendre impérativement en compte dans le cas d'une utilisation agro-pastorale du milieu. Il semblerait cependant que cette variabilité spatiale disparaisse sur une période pluriannuelle, par compensation pluviométrique d'une année à l'autre, ce qui demanderait à être vérifié.

**A la faiblesse des hauteurs précipitées s'ajoute donc la forte variabilité du régime pluviométrique, ce qui aggrave l'aridité du milieu.** Comme l'a noté Le Houérou (1992), cette variabilité *induit une adaptation plus spécialisée de la végétation à la xéricité en termes de xéromorphie, de phénologie, d'écophysiologie des espèces, en termes de structure et de composition floristique des groupements, ainsi qu'en termes de biomasse et de productivité primaire.* C'est ce que l'on observe à Mapimi où les espèces végétales spécifiques du milieu aride sont particulièrement nombreuses.

**La variabilité pluviométrique engendre des contraintes hydriques** que l'on caractérise généralement par une relation entre la pluviométrie (P) et la demande hydrique théorique du milieu végétal (ETP). Une telle relation est particulièrement bien adaptée au milieu aride car elle traduit l'intensité de la sécheresse et donc du stress hydrique. Pour calculer l'ETP, la majorité des auteurs recommandent d'utiliser la formule de Penman (1948) (ETP<sub>p</sub>) *en raison de ses fondements physiques irréprochables* (Le Houérou, 1990).

L' UNESCO (1979) utilise ainsi le rapport P/ETP<sub>p</sub> (moyennes interannuelles) pour définir différentes classes d'aridité :

- $P/ETP_p < 0,03$  = hyper-aride
- $0,03 < P/ETP_p < 0,20$  = aride
- $0,20 < P/ETP_p < 0,50$  = semi-aride

Le stress hydrique se manifeste lorsque la demande en eau de la végétation devient supérieure à la disponibilité en eau du sol. Il apparaît donc à certains moments un seuil critique à partir duquel la croissance végétale est stoppée. Ce seuil est généralement fixé à 0,50 ETP en agroclimatologie (Cochemé et Franquin, 1967), mais cette valeur est arbitraire. Plusieurs travaux (Doorembos et Kassam, 1979; Cornet, 1981a,b; Le Houérou et Popov, 1981) ont montré expérimentalement que la croissance de la végétation, en particulier herbacée, est arrêtée ou notablement ralentie lorsque l'évapotranspiration réelle est inférieure à 0,35 ETPp (Grouzis, 1988). Ce seuil, qui correspond à la limite entre saison sèche et saison de croissance potentielle de la végétation, a été utilisé pour délimiter les bioclimats suivants (Le Houérou, 1982, 1990) :

- $P < 0,35$  ETPp pour tous les mois de l'année = bioclimat hyper-aride
- $P > 0,35$  ETPp pour 1 à 3 mois de l'année = bioclimat aride
- $P > 0,35$  ETPp pour 3 à 5 mois de l'année = bioclimat semi-aride

Selon ces critères, le bioclimat de la région de Mapimi est **aride** d'après l'UNESCO ( $P/ETPp = 0,15$  à  $0,17$ , UNESCO) ou **hyper-aride** d'après Le Houérou (aucun mois ne voit sa pluviométrie mensuelle dépasser  $0,35$  ETPp, seul août approche cette valeur). Calculé année par année, le rapport  $P/ETPp$  est toujours compris entre  $0,10$  et  $0,20$  au Laboratoire, sauf une année sur sept où il est du type semi-aride ( $0,22$  à  $0,24$ ). A Ceballos, ce sont trois années sur quatre où ce rapport est du type aride ( $0,07$  à  $0,20$ ) contre une année sur quatre où il est semi-aride ( $0,21$  à  $0,30$ ). En reliant  $P$  et  $0,35$  ETPp pour chaque mois de l'année où la végétation est potentiellement active (mi-mars à mi-novembre, le facteur limitant étant la température le reste de l'année), on constate qu'une année sur sept au Laboratoire et une année sur quatre à Ceballos est soit hyper-aride, soit semi-aride, les autres années étant arides.

Ces classifications font ressortir la **variabilité interannuelle du bioclimat de Mapimi qui évolue du semi-aride à l'hyper-aride** selon les années. Or c'est durant les années défavorables que les **risques de désertisation**<sup>4</sup> sont les plus grands *car les risques de sécheresse croissent avec la variabilité* (Le Houérou, 1990). En effet, en année à pluviométrie déficitaire, le stress hydrique est fortement accentué, ce qui provoque une diminution du couvert végétal et corrélativement une extension des zones de sol nu. Une croûte superficielle se développe alors rapidement dans ces espaces nouvellement dénudés, empêchant ainsi leur recolonisation ultérieure par la végétation. Le processus prend une grande extension si plusieurs années sèches se succèdent. Ce n'est pas le cas à Mapimi où il n'y a jamais eu depuis une quarantaine d'années plus de deux années successives à fort déficit pluviométrique. Ce qui a été observé, c'est une alternance de périodes pluriannuelles globalement sèches puis humides, mais durant ces périodes s'intercale toujours une année respectivement plus humide ou plus sèche. **Il n'y a pas à Mapimi une modification du régime pluviométrique dans le sens d'une baisse des précipitations**, comme cela a été montré pour les dernières décennies par plusieurs auteurs en Afrique sahélienne (Sircoulon, 1976, 1986; Albergel *et al.*, 1984; Carbonnel et Hubert, 1985; Hubert et Carbonnel, 1987).

---

4. La désertisation correspond à l'extension irréversible des conditions désertiques à des zones arides qui n'en présentaient pas les caractères, et elle se manifeste par un important recul de la végétation pérenne et sa concentration le long du réseau hydrographique, avec développement de systèmes dunaires et de pavements désertiques. Le terme irréversible étant entendu comme une évolution des écosystèmes telle qu'elle ne permet pas le retour à l'état primitif lorsque l'environnement est soumis à des conditions de protection totale pendant la durée d'une génération humaine (Le Houérou, 1993).

## 2.2. L'ARIDITÉ ÉDAPHIQUE

En milieu aride, *le facteur écologique le plus important est la capacité d'absorption et de rétention d'eau dans le sol* (Poncet, 1986), car de cette capacité dépend le développement du milieu végétal et l'individualisation de systèmes écologiques différenciés. **Le sol apparaît ainsi comme le facteur limitant de la production** dans ce milieu (Floret *et al.*, 1990) et, avec la topographie, comme le **paramètre déterminant de la physionomie du paysage**.

Lorsque des **caractéristiques du sol réduisent sa capacité potentielle de stockage en eau**, on parle d'**aridité édaphique**. A Mapimi, l'une de ces caractéristiques est la présence d'une **croûte superficielle**, qui, par sa nature et sa faible perméabilité, constitue une **barrière hydraulique qui contrôle et limite notablement l'infiltration** au profit du ruissellement. Le sol n'emmagasine ainsi qu'une fraction de l'eau qu'il pourrait potentiellement stocker. Ce processus est d'autant plus développé que la couverture végétale est moins dense et plus discontinue, car la croûte superficielle se développe dans les espaces dénudés soumis à l'impact direct des gouttes de pluie. C'est-à-partir de 40% de recouvrement que la végétation, en protégeant le sol de cet impact et en permettant le développement de l'activité mésofaunique, empêche la formation de la croûte. Ce cas ne correspond cependant qu'à des situations particulières et très localisées dans l'espace (systèmes *Mogote* et *Hilaria*), et pratiquement toutes les unités de milieu de la toposéquence sont fortement marquées par l'aridité édaphique due à l'existence d'une croûte superficielle.

L'eau qui s'infiltré est stockée d'autant moins profondément qu'elle est peu abondante, ce qui favorise son évaporation rapide. Mais même dans les systèmes où l'eau infiltrée est abondante (*Mogote* et *Hilaria*), **le stockage reste relativement superficiel, car la texture argileuse du sol et la nature gonflante des argiles s'opposent à son infiltration profonde**. Cela favorise la consommation rapide de la réserve hydrique, d'autant plus que la biomasse racinaire est localisée dans la partie supérieure du sol. **La nature du sol détermine un mode de stockage hydrique qui favorise sa consommation rapide**. Il s'agit là d'une autre caractéristique de l'aridité édaphique à Mapimi. Cependant, la nature argileuse du sol présente l'avantage de limiter l'évaporation, car l'eau est très fortement liée à la matrice. Mais cette **forte rétention en eau par le sol impose aux plantes des adaptations** afin qu'elles soient capables d'extraire cette eau.

## 2.3. CONCLUSION

**Le milieu aride de Mapimi se caractérise par d'importantes contraintes qui résultent essentiellement de la forte variabilité spatio-temporelle de la pluviométrie et de l'état et de la nature du milieu d'accueil de cette pluie**. Ces contraintes climatique et édaphique additionnent leurs effets défavorables pour réduire notablement la disponibilité en eau, ce qui accentue fortement l'aridité du milieu. Ainsi, le plus souvent, **la quantité d'eau efficacement stockée par le sol est notablement inférieure à l'offre pluviométrique**, sauf pour certaines situations privilégiées (*Mogote* et *Hilaria*).

Le **stress hydrique** qui résulte des contraintes d'aridité apparaît comme le **facteur déterminant pour expliquer l'existence et la distribution spatiale des êtres vivants** dans un tel milieu, en particulier de la végétation.

Sur le plan pluviométrique, **il ne semble pas y avoir actuellement à Mapimi une évolution vers l'accentuation de la sécheresse.**

### 3. LE FONCTIONNEMENT HYDRIQUE DU MILIEU FACE AUX CONTRAINTES D'ARIDITE

Le fonctionnement hydrique du milieu est induit par les modes de cheminement "terrestre" de l'eau météorique.

#### 3.1. LE DETERMINISME DES CHEMINEMENTS DE L'EAU

Pour l'ensemble des unités de la toposéquence, il existe un **antagonisme** très net entre le développement de la **végétation** et l'existence d'une **pellicule indurée** superficielle (croûte) : **la présence de l'une s'accompagne de l'absence relative de l'autre**, c'est-à-dire que ces deux éléments ne peuvent pratiquement pas coexister. En l'absence d'une couverture végétale, une croûte se forme à la partie superficielle du sol, essentiellement sous l'effet de l'impact direct des gouttes de pluie sur la surface (Mc Intyre, 1958; Chen *et al.*, 1980; Valentin, 1985; Casenave et Valentin, 1989). Elle reste ensuite en place, à moins d'être détruite, et il est alors très difficile à la végétation de s'y installer. La présence d'une couverture végétale empêche l'action directe des gouttes de pluie sur la surface (d'autant plus que le couvert est dense), et favorise le développement d'une activité mésofaunique à la partie supérieure du sol. La végétation annihile donc la formation d'une croûte, mais il faut cependant un recouvrement végétal minimum pour que la pellicule superficielle ne se développe pas. A Mapimi, ce seuil minimum est de l'ordre de 30 à 40% pour une végétation herbacée. A l'interface sol-atmosphère, l'eau météorique parvient donc au milieu d'accueil soit directement par impact sur la croûte, soit indirectement après interception par la couverture végétale.

Dans les espaces dénudés et à faible couverture végétale, la pellicule superficielle est dans la plupart des cas une **croûte d'érosion ou structurale**. Ces organisations pelliculaires se caractérisent par une **faible infiltrabilité** (Casenave et Valentin, 1989; Valentin, 1994) due à une porosité très réduite, ce qui apparente ces croûtes à une véritable **barrière hydraulique** (Perez, 1994) qui limite fortement l'entrée de l'eau dans le sol. Ces zones de sol nu et à végétation peu abondante sont donc des **milieux beaucoup plus favorables au ruissellement qu'à l'infiltration**. Dans ce cas, le cheminement des flux hydriques se fait essentiellement en surface par un mécanisme de **transfert horizontal**, avec corrélativement une **très faible accumulation d'eau dans le sol**. Cette dynamique est celle des zones à croûte, c'est-à-dire la **plupart des systèmes écologiques** de la toposéquence, du piedmont jusqu'à la *playa*<sup>5</sup>. **La croûte est permanente** car les pluies ne parviennent pas à la détruire (sauf celles qui sont très intenses, mais dans ce cas, la croûte se reconstitue instantanément dès que cesse la pluie), et aucune culture agricole n'est pratiquée dans ce milieu. La seule activité humaine (pastoralisme) contribue au contraire, par le piétinement du bétail, à assurer la pérennité de cette croûte. De plus, les événements pluvieux étant très discontinus dans le temps, cela permet à la partie supérieure du sol de s'assécher fortement durant les épisodes secs

---

5. La zone de relief est un cas particulier : l'abondance de colluvions grossières favorise une infiltration profonde, laquelle est ensuite restituée à la surface (sources) par la structure géologique.



séparant les averses, ce qui augmente la cohésion de la croûte et n'altère pas sa continuité spatiale (absence d'une fissuration superficielle). Lorsque la pluie arrive directement au sol, cela se fait donc toujours sur une pellicule indurée superficielle.

Dans les zones à couvert herbacé d'au moins 40%, l'interception par la végétation aérienne réduit fortement l'énergie cinétique de la pluie, ce qui permet un contact peu agressif des gouttes avec la surface du sol. Cette dernière présente une porosité ouverte notable résultant de l'activité mésofaunique induite par la végétation. Celle-ci augmente la teneur en matière organique de l'horizon superficiel, ce qui favorise une meilleure structuration de celui-ci et améliore sa perméabilité. La croûte étant absente, **l'ensemble de ces conditions est éminemment favorable à l'infiltration**. Dans ce cas, le cheminement des flux hydriques se fait essentiellement dans le milieu d'accueil par un mécanisme de **transfert vertical**, lequel aboutit à une **accumulation importante de l'eau** dans le sol. Cette dynamique n'est cependant que **très localisée dans l'espace**. Elle correspond à la **conjonction en un même site de divers paramètres** : 1) une végétation de type herbacé couvrant au moins 40% de la surface, ce qui induit corrélativement l'absence de croûte; 2) un ralentissement des flux hydriques superficiels par des obstacles (végétation, faible pente) et leur piégeage (microrelief) à ce niveau. Cela se produit seulement pour deux systèmes écologiques : bande végétale du *Mogote* et plages d'*Hilaria*.

Le devenir de l'eau météorique à l'interface sol-atmosphère est donc conditionné par les caractéristiques de cette interface, et en particulier par deux paramètres, croûte superficielle et couverture végétale, qui ne peuvent coexister car la présence de l'une empêche l'existence de l'autre. Ces deux paramètres imposent ainsi un **déterminisme au cheminement terrestre de l'eau**, ce dernier obéissant à **deux dynamiques**, l'une **horizontale**, où le **ruissellement** est le mécanisme dominant, l'autre **verticale**, où c'est **l'infiltration** qui est favorisée. **Le fonctionnement hydrique du milieu est ainsi déterminé par l'antagonisme du couple végétation-croûte**.

### 3.2. LE DEVENIR DE L'EAU "TERRESTRE"

Les deux modes de cheminement "terrestre" des flux hydriques déterminent l'importance de la réserve hydrique du sol, ce qui conditionne fortement la manière dont ce stock est ensuite consommé.

Dans le cas d'une **dynamique horizontale** des flux, la **quantité infiltrée est très faible** par rapport à l'apport pluviométrique. Ce faible stock n'est **emmagasiné que superficiellement** (30 cm maximum), ce qui favorise son **évaporation très rapide** dans les jours qui suivent l'événement pluvieux. Le fonctionnement hydrique ne s'étale donc que sur une très courte période pendant laquelle la faible recharge hydrique qui a pu se constituer disparaît très vite, ce qui la rend peu disponible et donc peu utile pour les espèces végétales. Ce stress hydrique explique la faible densité du couvert végétal ou son absence dans ces milieux, mais aussi les difficultés rencontrées par la végétation pour s'y maintenir et surtout pour s'y installer.

Dans cette dynamique horizontale, les flux superficiels sont très importants et ils se propagent le long du versant jusqu'à ce qu'un obstacle (plages de végétation dense) vienne les intercepter. Ces flux, bien que ralentis, ne feraient que transiter à travers ces formations végétales s'ils n'étaient piégés par celles-ci (microrelief),

ce qui permet à l'eau de stagner, favorisant ainsi son infiltration. C'est alors la **dynamique verticale** qui devient prépondérante. **L'apport en eau au système est donc double** : pluie et complément par ruissellement. Dans ce cas, la **quantité infiltrée est supérieure à l'apport pluviométrique** et d'une manière générale, plus la couverture végétale est dense, plus le stock d'eau emmagasiné est important. Cette réserve hydrique s'accumule plus profondément, sans toutefois dépasser 80 cm, ce qui est dû à la présence d'un horizon B très argileux, dont l'argile, par sa nature, s'oppose à tout drainage vers la profondeur. L'évaporation et surtout la transpiration végétale consomment d'autant plus rapidement cette réserve hydrique que la biomasse racinaire est localisée dans les 40 cm supérieurs du sol. **L'épuisement du stock hydrique est donc relativement rapide** (10 à 20 jours), et ainsi, même durant la saison pluvieuse, le sol retrouve pendant quelques semaines un état hydrique proche de la dessiccation maximum observée en saison sèche, c'est-à-dire un état où l'eau n'est pas disponible pour les plantes. **Le sol évolue donc entre deux états hydriques extrêmes**, une **humectation maximum** de très courte durée, et une **forte dessiccation** qui peut se prolonger sur plusieurs semaines. La végétation s'est particulièrement bien adaptée à ces conditions car elle parvient à extraire une eau très fortement liée à la matrice du sol, et elle subsiste pendant les périodes de dessiccation prolongée.

### 3.3. BILAN

Les deux modes de fonctionnement hydrique ci-dessus ont abouti à l'individualisation de **deux milieux très différents** vis-à-vis de l'économie de l'eau et la physionomie qui en résulte est très contrastée :

- un **milieu de type hyper-aride, minéral**, à tendance désertique, où l'infiltration est très réduite et l'évaporation intense et rapide. Ce milieu correspond aux **zones dénudées ou à végétation très discontinue dans l'espace**, peu dense et éparse, qui sont des **milieux collecteurs des eaux** (impluviums), lesquelles sont **évacuées** vers l'aval : il s'agit de **zones de transit des flux hydriques superficiels**. Ce milieu hyper-aride, qui stocke moins de 100 mm d'eau par an, est le plus répandu à Mapimi.

- un **milieu de type semi-aride**, voire sub-humide, où l'infiltration est très importante, ce qui permet le développement d'une végétation dense qui donne à ce milieu une physionomie très contrastée par rapport au reste du paysage. Ces plages de végétation dense correspondent à des **zones d'accumulation de l'eau**, à la fois celle qui provient de la pluie et celle qui arrive par ruissellement des zones précédentes. Il en résulte que les zones de végétation dense sont liées aux milieux dénudés, car c'est **l'interception des flux hydriques venant de l'amont qui permet leur existence : l'aval est dépendant de l'amont**. Ce milieu semi-aride, qui stocke de 500 à 600 mm d'eau par an, est peu développé à Mapimi et il est très localisé dans l'espace (bande végétale du *Mogote* et plages denses de *Hilaria*).

Le paysage est ainsi constitué d'une mosaïque de deux milieux extrêmement contrastés sur le plan bioclimatique, d'extension inégale et qui sont juxtaposés dans l'espace à faible distance l'un de l'autre.

### 3.4. CONCLUSION

Le **fonctionnement hydrique** est conditionné par deux paramètres principaux, le **rythme auquel**

se succèdent les événements pluvieux et le mode de cheminement "terrestre" de l'eau lorsqu'elle parvient à l'interface sol-atmosphère.

Les épisodes pluvieux sont très discontinus dans le temps et chacun d'eux est de très courte durée, ce qui provoque des périodes sèches relativement longues. Il en résulte un fonctionnement hydrique au "coup par coup", caractérisé par l'alternance de phases où l'humectation du sol est forte, mais de très courte durée, et de phases de dessiccation très accentuée pouvant se prolonger pendant plusieurs semaines consécutives, pendant l'époque où la végétation est active.

Deux facteurs imposent le mode de cheminement "terrestre" de l'eau, la croûte superficielle et la couverture végétale. Selon la prépondérance de l'une ou de l'autre, la dynamique du fonctionnement sera soit horizontale, soit verticale, avec respectivement la prépondérance du ruissellement ou de l'infiltration, et corrélativement la constitution d'une réserve hydrique très faible ou très importante, laquelle est consommée ensuite rapidement.

En définitive, ce sont des caractéristiques résultant des contraintes d'aridité du milieu qui imposent le mode de fonctionnement hydrique. Le résultat est l'individualisation à l'échelle du paysage de deux milieux très contrastés, l'un hyper-aride, l'autre semi-aride, qui alternent sous forme d'une mosaïque. La végétation est l'image spatiale de cette mosaïque et elle reflète, indirectement, le stockage différentiel de l'eau dans le sol.

#### 4. L'ETAT ACTUEL DU MILIEU

Le fonctionnement hydrique a donné au milieu sa physionomie actuelle, ce qui s'observe sur les composantes les plus importantes de celui-ci, c'est-à-dire le sol et la végétation.

##### 4.1. PÉDOGENÈSE ET ARIDITÉ

###### 4.1.1. Concept général

L'eau est l'élément primordial qui détermine la formation et l'évolution du sol. L'action de ce facteur se manifeste par des processus divers dont les mécanismes sont les mêmes, quelles que soient les conditions pluviométriques. Cependant, dans les régions arides et semi-arides, la quantité limitée d'eau disponible réduit l'intensité de ces processus (Buol, 1965), d'où une dynamique beaucoup plus lente que dans les régions humides, ce qui donne une apparence de non-évolution aux sols arides. C'est pourquoi ces derniers sont surtout considérés comme le produit de processus mécaniques (désagrégation physique des matériaux, transferts éoliens), plutôt que celui d'une altération chimique en milieu aqueux (Cooke et Warren, 1973; Yaalon et Ganor, 1973; Dregne, 1976), et les traits pédologiques qui peuvent s'individualiser dans ces sols arides sont alors considérés comme hérités, témoignant de conditions anciennes plus humides. **Dans son environnement actuel, le sol aride est donc le plus souvent considéré comme un système figé dans son état.**

Cette conception fixiste a cependant évolué et certains auteurs ont mis en évidence l'existence, sous l'action de l'eau, de mécanismes pédogénétiques plus ou moins actuels dans ces sols d'environnement aride (Gal *et al.*, 1974; Allen et Fanning, 1983; Nettleton et Peterson, 1983; Eghbal et Southard, 1993a,b). C'est essentiellement sur la phase argileuse que s'exercent ces mécanismes, et **les minéraux argileux apparaissent ainsi comme des indicateurs d'une éventuelle activité pédogénétique.**

#### 4.12. Les sols à Mapimi

Au niveau de la toposéquence étudiée ici, il faut séparer les sols non ou très peu différenciés (Lithosols, Régosols), des sols qui présentent une différenciation plus ou moins accentuée (Aridisols). Ces derniers se distribuent spatialement en deux ensembles. Le premier correspond aux sols salsodiques de *playa*, qui, du fait de leur situation géomorphologique particulière (zone basse du bassin versant, système endoréïque), sont dépendants de conditions géochimiques et hydrodynamiques spéciales qui sont totalement différentes de celles du reste de la toposéquence. Aussi, ce milieu particulier mériterait à lui seul une étude approfondie. Le deuxième ensemble de sols différenciés correspond à ceux développés sur lutite qui présentent à la fois **un gradient notable de différenciation** (types Ib, IIa et IIb) et **une phase argileuse abondante, caractères témoins de processus pédogénétiques**. Ce sont ces Aridisols sur lutite que nous avons étudié plus spécialement, lesquels se divisent en deux groupes principaux, des Orthids et des Argids.

Dans les sols arides, ce sont en général les smectites qui sont les plus abondantes, tandis que la kaolinite et l'illite sont moins fréquentes (Buol, 1965; Allen et Fanning, 1983; Nettleton et Brasher, 1983; Wilson, 1987; Borchardt, 1989), alors que parfois s'individualisent des minéraux argileux fibreux, surtout lorsque le milieu est carbonaté (Van den Heuvel, 1966; Yaalon et Wieder, 1976; Mc Grath et Hawley, 1987). Dans les Aridisols sur lutite, il y a une forte prédominance de smectites, avec de l'illite et des interstratifiés illite/smectite en moindre quantité et individualisation de palygorskite, bien que le milieu soit peu calcaire. La phase argileuse des sols de Mapimi est donc tout à fait semblable à celle des sols des autres régions arides.

#### 4.13. Géomorphologie et sols

Le paysage légèrement concave des zones de *bajada* et de *playa* de la réserve de Mapimi indique une surface monogénétique (Cooke et Warren, 1973; Gile, 1975, 1977) que Breimer (1985, 1988) date de la fin de la dernière période glaciaire (Wisconsin final; 22000 à 11500 ans BP) (Martin et Mehringer, 1965; Reeves, 1973; Wells, 1977), laquelle correspond à un pluvial dans le désert de Chihuahua (Gile, 1966; Harris, 1977; Van Devender et Spaulding, 1983; Wells, 1979). **Les sols sur lutite** de Mapimi se sont donc **formés** dès la fin de ce pluvial, lorsque la surface géomorphologique sur laquelle ils se développent a pris sa forme définitive, c'est-à-dire **dès la fin du Pléistocène – début de l'Holocène** (10000 ans BP).

Cet âge Holocène est relativement jeune pour des Aridisols car on considère que ces sols datent le plus souvent du Pléistocène, surtout pour les Argids (Gile et Grossman, 1968; Gile, 1975; Nettleton *et al.*, 1975; Dregne, 1976; Nettleton et Peterson, 1983). Mais plusieurs travaux, dans un environnement bioclimatique et dans un paysage géomorphologique comparables à ceux de Mapimi, ont montré que des Aridisols se sont formés pendant l'Holocène, surtout lorsque le milieu est peu calcaire, ce qui est le cas des sols sur lutite. Ainsi, dans le sud

du Nouveau-Mexique, Gile et Grossman (1968) décrivent des Argids âgés de 2200 à 5000 ans, tandis que Gile (1975, 1977) et Gile *et al.* (1981) indiquent un âge compris entre 7500 et 10000 ans pour le même type de sols. Dans la même région, Nettleton et Peterson (1983) attribuent à des horizons cambiques d'Orthids formés à partir de matériaux moyennement calcaires un âge de 2200 à 4600 ans. Nettleton *et al.* (1975) attribuent une durée de moins de 10000 ans pour la formation de plusieurs Aridisols du Nevada. Par analogie avec ces travaux, et en accord avec Breimer (1985, 1988), **il apparaît donc tout à fait plausible que les sols sur lutite soient relativement jeunes, de moins de 10000 ans.** Cette jeunesse explique par ailleurs la faible évolution pédologique constatée d'une manière générale pour la majorité des sols de Mapimi. Un autre fait qui plaide pour la jeunesse des sols de Mapimi est l'existence, de manière très localisée, de sols à encroûtement calcaire développé, qui ne se rencontre nulle part ailleurs. La localisation en position de chevron, sur de fortes pentes, et l'extension spatiale très réduite de ces sols, indiquent qu'il s'agit de reliques de paléosols ayant subsisté à une phase érosive importante, comme celle qui a eu lieu au cours du dernier pluvial (Wells, 1979; Gile *et al.*, 1981).

#### 4.14. Climat et sols

Dès la fin du dernier Pluvial, l'environnement climatique est devenu progressivement plus chaud et plus sec, mais c'est à partir de 4000–5000 ans BP que le climat serait devenu semblable au climat actuel (Van Devender et Worthington, 1977; Axelrod, 1983; Van Devender et Spaulding, 1983; Wells et Haragan, 1983). Mais au cours des cinq derniers millénaires, le climat aurait cependant subi des fluctuations, avec des phases légèrement plus sèches et plus chaudes qu'actuellement et des phases plus humides mais très courtes (Irwin-Williams et Haynes, 1970; Van Devender, 1977). Certains considèrent par contre que l'aridité a été croissante pendant l'Holocène (Bryant, 1977). Wells (1979), en se basant sur des critères paléobotaniques et de distribution biogéographique des espèces végétales, indique que l'ensemble du désert de Chihuahua a pris sa physionomie actuelle à partir de 11500 ans BP.

#### 4.15. La pédogenèse à Mapimi

L'environnement climatique aride est donc resté relativement stable pendant les derniers millénaires, et ce sont **les mêmes conditions climatiques qui ont exercé leur influence sur le même matériau originel (lutite) pendant le même laps de temps. Le résultat est l'individualisation de sols qui ne présentent pas tous les mêmes caractéristiques et qui se différencient plus ou moins les uns des autres**, même si cette différenciation reste limitée. C'est l'existence d'un horizon argillique (Bt) qui traduit la différenciation maximum dans ces sols et permet de séparer les Argids des Orthids.

**L'argile de cet horizon Bt peut avoir deux origines, la formation sur place par altération ou l'illuviation**, les deux processus pouvant se produire ensemble comme l'avait mis en évidence Springer dès 1954 (cité par Nettleton *et al.*, 1975) pour des sols arides du Nevada. La *Soil Taxonomy* (Soil Survey Staff, 1975) définit un horizon argillique par un ensemble de caractéristiques : structure, épaisseur, profondeur, gradient textural, présence de revêtements argileux, cette dernière caractéristique sous-entendant l'origine illuviale de l'argile. Les auteurs, dans une forte majorité, ont considéré que toutes ces caractéristiques devaient être réunies pour définir un

horizon argillique, et donc que les Argids ne peuvent être qu'anciens (Pléistocène) car le bilan hydrique actuel de ces sols ne permet pas l'illuviation.

Nous avons considéré les sols les plus différenciés de Mapimi comme des Argids, car ils présentent un horizon diagnostique qui réunit toutes les caractéristiques d'un Bt, sauf une, la présence de revêtements argileux. Mais l'existence de ces derniers n'est cependant pas indispensable pour définir un horizon argillique (Nettleton et Peterson, 1983), et des Argids sans revêtements argileux ont été décrits, par exemple dans diverses régions arides des Etats-Unis par Gile et Grossman (1968), Nettleton *et al.* (1973, 1975). D'une manière générale, ces Argids sans revêtements argileux, comme ceux de Mapimi, sont des sols jeunes, formés pendant l'Holocène, et ils contiennent essentiellement de la montmorillonite. **L'argile d'un horizon argillique n'est donc pas obligatoirement d'origine illuviale, et l'on peut envisager une origine *in situ* pour cette argile : c'est ce que nous avons fait pour les Argids sur lutite de Mapimi.**

En effet, l'**horizon Bt** de ces Argids **dérive génétiquement de la lutite** originelle et le processus mis en jeu est une **néoformation**. Il y a d'abord dissolution de la smectite préexistante dans la lutite, du type beidellite, puis recristallisation sur place d'une smectite plus riche en magnésium et en aluminium, du type montmorillonite, avec localement formation de petites quantités de palygorskite. Cette transformation s'accompagne d'un enrichissement relatif de la teneur en argile des fractions argileuses les plus fines. **Le processus est d'autant plus développé que ces sols stockent une quantité d'eau nettement supérieure à la pluviométrie** (au moins deux fois cette dernière), ce qui permet une **altération plus importante de la lutite** et un **enrichissement relatif en argile plus rapide**. Ces néoformations indiquent que localement une **pédogenèse relativement accentuée existe dans un environnement climatique aride**, malgré des conditions globalement peu agressives.

Ces horizons Bt sont à la fois jeunes (Holocène), relativement épais (jusqu'à 50 cm), et ils présentent une différenciation texturale très marquée par rapport aux horizons sus et sous-jacents. Ces caractéristiques sont en contradiction avec celles qui sont généralement admises par la majorité des auteurs mentionnés précédemment qui considèrent qu'un tel horizon ne peut être à la fois jeune et épais, avec une forte différenciation texturale. Cette contradiction s'explique par le **bilan hydrique** de ces sols. Ceux-ci stockent en effet annuellement au moins 5 à 600 mm d'eau. En terme de bilan, en considérant des conditions pluviométriques semblables pour les 10000 dernières années, ce qui est admis par la plupart des auteurs (cf. 4.14), la quantité d'eau reçue par le sol pendant l'Holocène correspond à celle qu'il aurait reçue pendant au moins 20000 ans mais en ne stockant qu'une pluviométrie annuelle de 300 mm. Ainsi, les Argids peuvent être assimilés à des sols de la fin du Pléistocène.

La distribution spatiale de ces Argids est ponctuelle et ils se localisent uniquement dans des situations topographiques particulières correspondant à des zones où l'infiltration est très importante. A l'inverse, les Orthids et surtout les sols peu différenciés se distribuent dans les zones où domine le ruissellement. Il existe donc une **relation** très nette entre le **degré d'évolution des sols et l'hydrodynamique**. Le facteur hydrique apparaît ainsi comme le paramètre déterminant dans un tel milieu, car il favorise localement le développement de processus pédogénétiques qui aboutissent à l'individualisation de sols beaucoup plus différenciés que ceux du milieu environnant. Le résultat est une **mosaïque de sols** constituée de taches ponctuelles (de quelques dizaines

d'hectares au maximum) de sols relativement évolués disséminées dans un espace dominé par des sols peu ou non évolués. Cette **mosaïque explique la distribution spatiale de la végétation**, en particulier la localisation des plages de végétation dense qui se développent en liaison avec les taches de sols évolués, et l'existence de ces derniers est ainsi révélée par les formations végétales à fort recouvrement.

#### 4.16. Conclusion

Alors que la majorité de la couverture pédologique de Mapimi est constituée de sols non ou peu évolués, des sols beaucoup plus différenciés s'individualisent localement sous formes de taches peu étendues spatialement. Ces sols témoignent d'une **pédogenèse active dans ce milieu aride**, qui est **favorisée par une hydrodynamique agressive localisée dans des situations très ponctuelles** du paysage.

#### 4.2. VÉGÉTATION ET ARIDITÉ

La valeur  $0,35 \text{ ETP}_{\text{Penman}}$  correspond au seuil discriminant pour la croissance végétale (cf. 2.1). Le calcul de cette valeur pour la station Laboratoire et sa comparaison au niveau décadaire avec la pluviométrie correspondante montre qu'il n'existe chaque année que quelques décades pendant lesquelles la croissance végétale peut avoir lieu selon les critères précédents. Ainsi, la durée de la période pendant laquelle la demande hydrique de la végétation peut être satisfaite est très réduite. Cela est confirmé par les observations de Cornet (1988) qui a calculé pour la station Ceballos, que la probabilité pour que la pluviométrie décadaire soit au moins égale à  $0,5 \text{ ETP}_{\text{bac}}$  était toujours inférieure à 10%, sauf de la fin juillet à la fin septembre où cette probabilité varie de 18 à 28%. Comme l' $\text{ETP}_{\text{bac}}$  est supérieure d'environ 30 à 40% à l' $\text{ETP}_{\text{Penman}}$ , il en résulte que la probabilité pour que la pluviométrie décadaire soit au moins égale à  $0,35 \text{ ETP}_{\text{Penman}}$  est extrêmement réduite<sup>6</sup>.

La coexistence d'une saison humide s'étalant sur quelques mois et d'une période prolongée de production végétale n'a donc que très peu de signification à Mapimi. Il est préférable de parler de séquences pluvieuses de très faible durée et de fréquence aléatoire pendant lesquelles la végétation a les plus fortes probabilités de croître (Cornet, 1988).

La végétation, herbacée en particulier, assure cependant sa pérennité d'année en année, ce qui suppose une certaine **adaptation des espèces végétales aux contraintes du milieu**. C'est ce que montrent des études de comportement écophysologique des deux principales graminées de la région, *Hilaria mutica* et *Sporobolus airoides* (Besnard, 1988, 1992; Haberstock, 1989). Dès qu'une sécheresse d'une quinzaine de jours au minimum survient pendant la période potentielle d'activité (avril à octobre) de ces deux espèces, celles-ci entrent en dormance, c'est-à-dire que leur activité est stoppée (arrêt de la croissance et de l'émission de nouvelles feuilles). Cette période de repos, qui a été observée ailleurs pour *Hilaria mutica* (Nevenchwander *et al.*, 1975), peut se prolonger pendant 2 à 3 mois. La croissance végétale reprend aussitôt que survient une pluie, à condition que celle-ci atteigne un minimum d'une dizaine de millimètres. Les deux espèces montrent alors une grande capacité pour extraire l'eau du sol à des potentiels bien plus élevés que la valeur limite théorique de pF 4,2. Mais l'économie de l'eau de ces deux graminées est différente. *Sporobolus* épuise très vite l'eau du sol de manière à

---

6. Ce critère  $0,35 \text{ ETP}_{\text{Penman}}$  semble trop élevé pour la région de Mapimi.

croître très rapidement et à produire une biomasse importante en quelques jours. A l'inverse, *Hilaria* consomme plus lentement l'eau, sa croissance est moins rapide et sa production de biomasse s'étale sur une plus longue période, même si une nouvelle pluie ne survient pas. Cette production végétale étalée dans le temps revêt une grande importance pour la gestion des parcours.

Ces comportements écophysologiques sont en accord avec les observations phénologiques effectuées sur plusieurs espèces de la réserve de Mapimi, dont *Hilaria mutica* (Cornet *et al.*, 1984b; Cornet, 1989). Ainsi, la végétation est inactive pendant les mois les plus froids (décembre à février), quelle que soit la pluviométrie. Dès que la température moyenne atteint 15°C, l'activité végétale débute et elle est maximum pendant les mois les plus humides (juillet à septembre). Cependant, quelques espèces caducifoliées, comme *Prosopis glandulosa*, produisent chaque année leurs premières feuilles pratiquement à la même date, indépendamment des conditions pluvio-thermiques et édaphiques, en relation probable avec un déterminisme photopériodique.

**La productivité végétale**, en particulier celle des principales graminées fourragères exploitées par le bétail dans la région de Mapimi, **se fait selon un cycle extrêmement irrégulier** dans le temps dont la périodicité est calquée sur celle des alternances période sèche (plus ou moins longue) – période pluvieuse (très courte), cette dernière étant le facteur déterminant de la productivité (Cornet *et al.*, 1984a). **Les espèces sont capables d'extraire et d'utiliser l'eau du sol même lorsqu'elle est très fortement liée à la matrice, mais aussi de survivre à des périodes prolongées de sécheresse.** Cela souligne la remarquable adaptation de ces espèces aux contraintes climatique et édaphique. Cette adaptation résulte de mécanismes physiologiques particuliers (grande production de semences et durée de vie élevée de celles-ci, dormance, tolérance au stress hydrique, forte capacité d'extraction de l'eau du sol par les espèces), qui permettent une **utilisation optimale des ressources hydriques disponibles**, assurant ainsi la **pérennité des peuplements végétaux.**

#### 4.3. CONCLUSION

Face aux contraintes d'aridité et afin de pallier l'insuffisance en eau, la végétation se distribue spatialement de manière très discontinue et ouverte. Cependant, localement, elle devient beaucoup plus contractée et elle se **concentre sous forme de plages denses plus ou moins étendues** dans des sites localisés à l'aval d'impluviums de manière à **emmagasinier le maximum d'eau.**

Dans cette occupation de l'espace par la végétation, **le sol joue un rôle fondamental** car il **détermine la distribution spatiale de l'eau et la localisation des plages de végétation dense.** D'abord, **par la nature de sa surface** qui permet au ruissellement de se développer sur de grandes superficies, avec corrélativement un bilan hydrique du sol très défavorable, mais un apport d'eau complémentaire très important aux zones situées à l'aval. Ensuite, par ses **caractéristiques hydrodynamiques** propres qui favorisent, mais de manière très localisée, le stockage à faible profondeur du fort ruissellement provenant de l'amont, ce qui permet le développement d'une végétation dense qui se différencie très nettement des autres unités de milieu.

Il en résulte ainsi un **aspect contrasté du paysage.** Celui-ci, dont la **physionomie est globalement aride à l'échelle régionale**, correspond en fait à une **mosaïque de micro-milieus juxtaposés à l'échelle locale**



dont les deux termes extrêmes **cohabitent à faible distance**, l'un correspondant à un **micro-milieu de type semi-aride** dominé par l'élément **végétal**, et l'autre à un **micro-milieu de type hyper-aride** où l'élément **minéral** domine, avec des stades intermédiaires entre ces deux états extrêmes.

Cet aspect actuel du milieu est le résultat d'une dynamique ayant abouti à la **stérilisation irréversible d'une surface importante du paysage où la vie végétale a disparu**. Il est pratiquement impossible à celle-ci de s'installer ou se réinstaller (sauf intervention humaine) dans ces surfaces dénudées car la croûte superficielle détermine un bilan hydrique très défavorable et s'oppose à l'installation des semences. Le milieu présente ainsi localement une **désertisation en taches**.

## 5. DYNAMIQUE EVOLUTIVE D'UN MILIEU ARIDE NORD-MEXICAIN

L'existence de l'un ou l'autre des deux états extrêmes (minéral et végétal) entre lesquels évolue la physionomie du paysage de Mapimi est déterminée par la prépondérance soit d'une **croûte superficielle**, soit d'une **couverture végétale dense**, la **présence simultanée** de ces deux éléments étant **incompatible**, car le développement de l'un ne peut se faire qu'au détriment de l'autre. C'est donc l'**extension spatiale relative** de l'un ou l'autre de ces deux paramètres qui **détermine la dynamique évolutive du milieu**.

### 5.1. LES TENDANCES EVOLUTIVES

La couverture végétale est l'élément le plus sensible aux facteurs conditionnant l'équilibre du milieu et ce sont les modifications de son extension spatiale qui déterminent la tendance évolutive du système.

#### 5.11. Diminution de la couverture végétale

Ce processus dépend de deux facteurs :

- **facteur climatique** : la réduction du couvert végétal sera provoquée essentiellement par le stress hydrique se produisant en année à pluviométrie déficitaire. Ce processus est plus ou moins irréversible dans les zones où la végétation se distribue de manière très ponctuelle, car lorsque l'arbuste ou la touffe végétale a disparu, la croûte s'installe définitivement. Par contre, les formations végétales denses servent de refuge à de nombreuses espèces annuelles, surtout lors des périodes de sécheresse prolongée. Cela assure ainsi la survie de ces milieux et leur pérennité grâce au stock de semences qui permettra un nouveau développement végétal dès que les conditions hydriques deviennent favorables (Cornet, 1992). Si la sécheresse persiste sur plusieurs années consécutives, la survie du stock semencier est compromise et dans ce cas, la couverture végétale sera notablement réduite. Cela n'est cependant pas le cas à Mapimi car au cours des dernières décennies, il n'y a jamais eu plus de deux années très sèches consécutives, ni une diminution des volumes précipités comme cela s'observe en Afrique sahélienne. **La réduction spatiale de la couverture végétale sous l'influence d'un déficit pluviométrique concerne donc essentiellement les zones où la végétation est déjà peu abondante et très discontinue, alors que les plages de végétation dense ont tendance à s'auto-conserver.**

• **facteur anthropique** : c'est le pastoralisme, principale activité humaine de la région et développée sur de très grandes surfaces, qui exerce une influence notable sur la couverture végétale. Les charges animales potentielles que peuvent supporter les différentes formations végétales ont été déterminées de manière détaillée (COTECOCA, 1978, 1979a, 1979b), mais seraient cependant sujettes à caution (Barral, 1988). Différents travaux (Morello et Camberos, 1979; Whyte et Burton, 1981; Barral, 1988) ont montré que ces charges potentielles ne sont jamais respectées et que les parcours subissent une surcharge animale allant, selon les sites et les saisons, de 1,1 à 3,3 fois la charge tolérable pour ces milieux (Barral, 1988). Il en résulte une dégradation notable<sup>7</sup> de la couverture végétale, avec corrélativement une extension des surfaces encroûtées. De plus, par son piétinement, le bétail contribue à créer de nouvelles zones à croûte superficielle, en particulier autour des points d'eau. **Le surpâturage apparaît ainsi comme le facteur principal qui contribue le plus à la dégradation du milieu.**

Il y a rarement en même temps à la fois surcharge animale et année pluviométrique déficitaire, car lors de cette dernière, les éleveurs sont obligés de réduire dans de très fortes proportions leur troupeau, car les points d'eau servant à l'abreuvement du bétail sont à sec (Delhoume, 1991). **Les deux facteurs susceptibles de réduire l'extension spatiale de la végétation, surpâturage et déficit pluviométrique, n'additionnent donc pas en même temps leurs effets négatifs**, ce qui n'accroît pas encore davantage la dégradation du milieu.

Le surpâturage actuel est cependant bien réel et il est favorisé, en particulier, par certaines pratiques d'élevage du bétail. Si la législation mexicaine limite l'accumulation de terres par une même personne, elle n'interdit pas à celle-ci de multiplier son troupeau. Ainsi, fréquemment dans le nord du Mexique, de grands propriétaires terriens, qui ne peuvent étendre leur domaine, mais qui possèdent de fortes capacités financières, achètent du bétail et le confie "a cuida" à des petits éleveurs limités financièrement et qui élèvent ces animaux sur leur propre domaine (Ezcurra et Montana, 1988). Il s'agit de véritable bail à cheptel où, le plus souvent, une part prépondérante du bénéfice revient au bailleur. Les deux parties trouvent un intérêt financier dans ces opérations, sauf lors des années de sécheresse où il faut vendre rapidement le bétail. Il en résulte une **tendance générale dans la région à augmenter les charges animales**, sans tenir compte des potentialités des parcours.

## 5.12. Augmentation de la couverture végétale

**L'extension de la couverture végétale** ne peut se faire que par la **colonisation des surfaces dénudées**, lesquelles sont pratiquement toujours **encroûtées**. Mais ce processus est très difficilement réalisable car la **croûte**, lorsqu'elle est installée, est **permanente** et elle n'est que **très difficilement détruite**, sauf intervention humaine. De plus, par certaines de ses caractéristiques (continuité, dureté), elle **empêche les graines de s'implanter**, et le **bilan hydrique très défavorable** de ce milieu **ne favorise pas le développement de la végétation**.

La colonisation des plages dénudées se produit cependant dans la zone pionnière du *Mogote* (Cornet *et al.*, 1988; Montana, 1992), grâce à la conjonction de plusieurs facteurs favorables : la fissuration de la croûte permet à la fois le piégeage des graines et l'infiltration de l'eau, ce qui favorise la germination et la levée des

---

7. En l'absence de travaux expérimentaux sur la question pour la région concernée, il ne s'agit ici que d'une hypothèse, qui a été cependant vérifiée de nombreuses fois dans d'autres régions arides du monde.

plantules. Il en résulte une dynamique orientée de la végétation qui correspond à une migration lente des bandes végétales vers l'amont, à partir d'une colonisation de la zone pionnière par les espèces végétales. Cette colonisation a été estimée à 4 mètres sur une période de six années consécutives (Montana, 1992). Mais le phénomène est en fait irrégulier et il dépend avant tout des années à pluviométrie favorable (Cornet, 1992). Le gain d'espace gagné par la végétation à l'amont est cependant perdu à l'aval, car la colonisation végétale s'accompagne corrélativement de la mort des espèces végétales de la zone la plus en aval de la bande végétale, par suite d'un bilan hydrique défavorable. En définitive, **la tendance est à la stabilité entre surfaces occupées par la végétation et par la croûte**, car la surface colonisée par la végétation à l'amont est perdue à l'aval au bénéfice de la croûte.

En ce qui concerne les plages végétales denses de *Hilaria*, nous ne disposons pas de mesures qui permettraient de préciser s'il existe une mobilité spatiale de ces plages. Cependant, l'**existence d'un stock organique notable** sur l'ensemble du sol des **plages de sol nu** adjacentes aux plages de *Hilaria*, laisse supposer que **ces zones dénudées étaient occupées antérieurement par une couverture végétale**, ce qui peut s'expliquer de deux manières : 1) soit il y a un déplacement des plages végétales dans l'espace, comme pour le *Mogote*, et dans ce cas la proportion relative entre surfaces végétales et surfaces dénudées reste identique; 2) soit il y a réduction spatiale d'une couverture végétale plus ou moins continue sous l'influence de contraintes diverses (sécheresses prolongées, surpâturage), et dans ce cas, il y a extension des surfaces du type minéral au détriment des surfaces de type végétal. Dans l'état actuel de nos connaissances et en l'absence de travaux concernant la dynamique de ces formations végétales et leur capacité de régénération, il est difficile d'opter pour l'une ou l'autre de ces hypothèses.

Les années à pluviométrie excédentaire ne sont favorables qu'aux zones sans croûte superficielle, c'est-à-dire les plages de végétation dense et la bordure de celles-ci. Dans ce cas, il s'agit surtout d'un accroissement sur place de la végétation existante qui devient plus dense, alors que son extension spatiale est limitée, là aussi, par la présence de la croûte, malgré des apports hydriques plus importants.

Dans les conditions actuelles, **l'extension de la couverture végétale aux dépens des surfaces encroûtées nous paraît difficilement réalisable.**

Enfin, il faut considérer que le milieu actuel correspond à un équilibre entre les surfaces dénudées et à faible couverture végétale (85% de la surface) et les zones de végétation dense (15%). Ces dernières ne peuvent subsister que si cette proportion relative entre les deux milieux se maintient.

## 5.2. LES PERSPECTIVES

La dynamique évolutive du milieu aride nord-mexicain dépend essentiellement des contraintes climatiques, en particulier de la pluviométrie, et des influences anthropiques sur les écosystèmes.

Lors des années à déficit pluviométrique, le stress hydrique impose des conditions extrêmes auxquelles les espèces doivent faire face en s'y adaptant. Les zones à végétation plus ou moins dense ont alors tendance à réduire leur extension spatiale par un processus d'auto-conservation, au profit des zones minérales. Il en résulte que pendant ces années déficitaires, il ne peut y avoir qu'une **extension des milieux stériles, c'est-à-dire une accentuation de la désertisation.**

Mais lors des années normales et à excès pluviométrique, il n'y a pas reconquête par la végétation des surfaces dénudées car la croûte s'y oppose. Les apports hydriques complémentaires ne favorisent qu'un développement vertical de la végétation dans les zones où celle-ci est déjà installée de manière plus ou moins dense, alors qu'un développement horizontal de celle-ci est empêchée par la croûte. Dans ces conditions, **le milieu se maintient dans son état, avec un équilibre entre surfaces végétalisées et surfaces dénudées.** Localement, il existe une **mobilité spatiale des plages végétales** mais celle-ci ne modifie pas la proportion relative entre les zones occupées par la végétation et celles dominées par la croûte.

L'homme agit sur le milieu par son activité principale, le pastoralisme. Dans sa forme actuelle, ce dernier ne tient pas compte des potentialités du milieu et de la fragilité des écosystèmes, et les parcours subissent une surcharge animale qui aboutit à un **surpâturage** lequel contribue notablement à la **diminution de la couverture végétale** existante.

Des **interventions humaines** peuvent être envisagées (destruction de la croûte superficielle, semis d'espèces colonisatrices...) de manière à reconquérir les espaces dénudés. Mais ce type d'action doit être envisagé avec la plus **extrême prudence**, à l'issue d'expérimentations, car **les différentes unités de milieu sont interdépendantes.** En effet, le maintien des systèmes écologiques à végétation dense dépend de l'existence des surfaces encroûtées situées à leur amont immédiat car celles-ci, en fournissant un important complément d'eau par ruissellement aux plages de végétation dense, permettent le maintien de ces dernières. Cet équilibre ne doit pas être rompu au risque d'aboutir à la disparition irréversible des seuls systèmes écologiques d'aspect semi-aride encore présents dans la région.

Différents auteurs (Van Devender et Worthington, 1977; Van Devender *et al.*, 1984) pensent que l'aspect actuel du désert de Chihuahua (hétérogénéité spatiale de la végétation, présence de zones totalement dénudées) résulte de la dégradation et de la diminution de l'extension spatiale d'une couverture végétale dense et continue, essentiellement herbacée, avec corrélativement une invasion de ces formations herbacées par des steppes arbustives et subarbustives. Ce processus se serait produit au cours des derniers siècles et serait dû à la fois à un climat plus chaud et plus sec et aux perturbations humaines, comme le surpâturage et l'abaissement de la nappe phréatique. C'est l'hypothèse retenue par Ezcurra et Montana (1988) et Barral (1988) pour la région de Mapimi, qui attribuent la physionomie actuelle du milieu à une surexploitation intensive des parcours, surtout pendant la seconde moitié du 19<sup>e</sup> siècle, époque des grandes *haciendas*. Si cela a très certainement contribué à la dégradation de la couverture végétale, **les modalités actuelles d'exploitation des ressources naturelles renouvelables de la région de Mapimi sont extrêmement propices à leur dégradation.**

### 5.3.CONCLUSION

Dans les conditions actuelles, le milieu aride nord-mexicain est soumis à **deux tendances évolutives.** Le cas le plus fréquent et le moins dommageable correspond au **maintien de l'état actuel**, alors que la deuxième tendance, plus rare et se produisant en période de sécheresse accentuée, correspond à une **accentuation de la dégradation** de la couverture végétale. Mais **en aucun cas il ne peut y avoir une régénération des**

différents systèmes écologiques tant que les conditions d'exploitation par l'homme ne seront pas modifiées dans l'optique de la conservation des ressources pour le futur.

## 6. CONCLUSION GENERALE

Comme dans d'autres régions arides du monde (Yair et Danin, 1980; Wierenga *et al.*, 1987), des **relations fonctionnelles** ont pu être mises en évidence à Mapimi entre la **structure de la végétation et sa distribution spatiale, le degré de différenciation du sol et la redistribution superficielle de l'eau le long du versant**. Ces relations ont déterminé des **fonctionnements** qui ont abouti, en fonction des contraintes inhérentes au milieu (surtout climatiques et principalement pluviométriques), à l'**individualisation de différents systèmes écologiques**. Ceux-ci correspondent à des micro-milieus à la physionomie très contrastée qui sont juxtaposés sur de courtes distances, ce qui donne au paysage un aspect de **mosaïque**. Certains de ces micro-milieus ont une physionomie purement minérale et correspondent à une **désertisation en taches**.

Cette **organisation du milieu dépend** essentiellement d'un **paramètre fondamental, l'eau**, et comme l'a souligné Grouzis (1988), *il apparaît que ce sont les précipitations qui transmettent leur caractère aléatoire à l'ensemble des composantes de l'écosystème*. La variabilité pluviométrique est à l'origine de la variabilité et de la diversité de la physionomie du milieu.

Mais cette contrainte climatique est accentuée ou au contraire atténuée par le milieu édaphique, car de sa capacité de stockage en eau et de la disponibilité de celle-ci dépend l'existence et le maintien d'une couverture végétale. **L'eau et le sol apparaissent ainsi comme les responsables de l'organisation et de la distribution spatiale de la végétation**.

**L'évolution pédogénétique est très peu accentuée** sauf dans certaines situations très localisées où le sol emmagasine une quantité d'eau nettement supérieure à la pluviométrie. Il en résulte l'**individualisation de sols relativement différenciés, mais distribués sous forme de taches ponctuelles**. Mais cette différenciation ne concerne que la partie supérieure du sol qui subit seule les **alternances humectation-dessiccation**.

Dans sa physionomie actuelle, le milieu semble en **équilibre**, mais celui-ci n'est qu'**instable** car il est sans cesse remis en question **sous l'influence des contraintes climatique et anthropique** qui le font toujours évoluer vers l'état le plus défavorable. La sécheresse prolongée ou le surpâturage provoquent, par un **processus d'auto-conservation**, une réduction de la couverture végétale, l'espace perdu devenant alors stérile car il est colonisé par la croûte. Le processus est irréversible car même lors des années à pluviométrie favorable, cet espace perdu par la végétation n'est plus re-colonisable. **Les espèces végétales subsistent face aux contraintes grâce à des mécanismes d'adaptation, mais cela s'accompagne d'une auto-stérilisation irréversible d'une fraction de plus en plus importante du paysage**.



## **CONCLUSION GENERALE**





Le présent travail, malgré ses imperfections, apporte une contribution à la connaissance scientifique d'un milieu aride très mal connu jusqu'à présent, ce qui a permis des comparaisons avec d'autres zones analogues, en particulier celles de la région sahélienne.

Cette étude a aussi essayé de montrer la nécessité de prendre en compte le sol dans son environnement naturel et non de le considérer comme un système isolé et indépendant des autres facteurs de l'écosystème. C'est en effet par une approche pluridisciplinaire qu'une meilleure connaissance scientifique de la complexité du milieu naturel pourra être obtenue.

Plusieurs enseignements s'en dégagent, en particulier le milieu édaphique rencontré (sol gonflant).

Si certaines des méthodologies utilisées sont parfaitement adaptées, d'autres ont montré leurs limites. Ainsi, la simple mesure de la teneur en eau en milieu déformable pose la validité des mesures effectuées avec un humidimètre à neutrons. L'imprécision sur ces mesures amène une incertitude notable sur les stocks hydriques calculés due tout à la fois à la variabilité de la masse volumique apparente avec l'humidité et à la variabilité spatiale des propriétés du sol. La recherche d'une méthodologie mieux adaptée semble souhaitable. Par contre la minisimulation de pluie apparaît comme un outil très performant pour caractériser, rapidement et à moindre frais, le comportement hydrodynamique du sol au niveau ponctuel, et elle permet d'optimiser le choix ultérieur de l'emplacement des stations lourdes demandant un suivi de plusieurs années. Mais pour être efficace, la simulation de pluie nécessite une cartographie préalable du milieu étudié afin de localiser avec pertinence les parcelles expérimentales.

La connaissance très précise de la pluviométrie dans ce milieu est indispensable. Ce n'est pas tant la durée des observations qui compte, mais c'est surtout l'installation d'un réseau dense de pluviomètres qui permettra de mettre en évidence les différentes variabilités spatiales de ce paramètre.

En ce qui concerne les sols, et contrairement à ce qui est communément admis en milieu aride, le présent travail a montré qu'il existait une pédogenèse active et actuelle, même si celle-ci est ponctuelle et localisée dans des sites particuliers du paysage. Par contre, ce milieu édaphique gonflant n'obéit pas aux "lois" classiques de l'hydrodynamique.

Tous ces problèmes soulevés et les interrogations qu'ils suscitent sont autant de pistes de recherche futures.

Cette étude peut être considérée comme une ouverture vers d'autres travaux comme la modélisation de l'infiltration et du bilan hydrique en milieu gonflant. Il peut aussi contribuer à l'élaboration de fonctions de pédotransfert dans ce type de milieu.



## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ABOUJAOUDE (A.), BELLEUDY (P.), VAUCLIN (M.), 1991 – A numerical study of infiltration through crusted soils : flat and other surface configurations. *Soil Technology*, 4, p.1–18.
- ADAMS (W.A.), 1973 – The effect of organic matter on the bulk and true densities of some uncultivated podzolic soils. *J. Soil Sci.*, 24, p.10–17.
- AGUIRRE (G.), MAURY (M.E.), 1992 – Estudios faunísticos en la Reserva de Mapimi. p.71–79. In : *Actes du séminaire Mapimi, octobre 1989*, Delhoume (J.P.) et Maury (M.E.) Eds., Instituto de Ecología de Mexico, ORSTOM, CEMCA, Mexico, D.F.
- AHUJA (L.R.), 1973 – A numerical and similarity analysis of infiltration into crusted soils. *Water Resour. Res.*, 9, p.987–994.
- AHUJA (L.R.), 1983 – Modeling infiltration into crusted soils by the Green–Ampt approach. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 47, p.412–418.
- ALBERGEL (J.), 1987 – Genèse et prédétermination des crues au Burkina Faso. Du m<sup>2</sup> au km<sup>2</sup>. Etude des paramètres hydrologiques et de leur évolution. Thèse Doct. Université de Paris VI (spécialité : Hydrologie), 1 vol., 341p.
- ALBERGEL (J.), BERNARD (A.), 1984 – Etude des paramètres hydrodynamiques des sols sous pluies simulées. Estimation du ruissellement sur le bassin versant de Kazanga. ORSTOM, Ouagadougou, Burkina–Faso, 1 vol., 135p.
- ALBERGEL (J.), CARBONNEL (J.P.), GROUZIS (M.), 1984 – Péjoration climatique du Burkina–Faso. Incidences sur les ressources en eau et sur les productions végétales. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, vol. XXI, n°1, p.3–19.
- ALBERGEL (J.), RIBSTEIN (P.), VALENTIN (C.), 1986 – L'infiltration : quels facteurs explicatifs? Analyse des résultats acquis sur 48 parcelles soumises à des simulations de pluies au Burkina Faso. p.25–48. In : *Journées Hydrologiques de l'ORSTOM à Montpellier, 17–18 septembre 1985*, ORSTOM Paris Ed., coll. *Colloques et Séminaires*.
- ALBERGEL (J.), CASENAVE (A.), VALENTIN (C.), 1986 – Modélisation du ruissellement en zone soudano-sahélienne. Simulation de pluie et cartographie des états de surface. p.75–89. In : *Journées Hydrologiques de l'ORSTOM à Montpellier, 17–18 septembre 1985*, ORSTOM, Paris, coll. *Colloques et Séminaires*.
- ALBERGEL (J.), THEBE (B.), 1986 – Pluie naturelle. Pluie simulée. Quelle différence sur le ruissellement? ORSTOM, *Gouttes et splash*, vol. 3, n°1, p.2–10.
- ALBERGEL (J.), CASENAVE (A.), RIBSTEIN (P.), VALENTIN (C.), 1992 – Aridité climatique, aridité édaphique : étude des conditions de l'infiltrabilité en Afrique tropicale sèche. p.123–130. In : *L'aridité : une contrainte au développement. Caractérisation, réponses biologiques, stratégies des sociétés*, Le Floch (E.), Grouzis (M.), Cornet (A.) et Bille (J.C.) Eds., ORSTOM, Paris, coll. *Didactiques*.
- ALEXANDER (E.B.), 1980 – Bulk densities of California Soils in Relation to Other Soil Properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44, p.689–692.
- ALLEN (B.L.), FANNING (D.S.), 1983 – Composition and soil genesis. p. 141–192. In : *Pedogenesis and Soil Taxonomy. I. Concepts and Interactions*, Wilding (L.P.) et al. Eds., Amsterdam–Oxford–New–York–Tokyo, 1 vol., 410p.
- ALVAREZ (M.), 1961 – Provincias fisiograficas de la República Mexicana. *Soc. Geol. Mex. Bol.*, t.24, p.1–20.
- AMBOUTA (K.), 1984 – Contribution à l'édaphologie de la brousse tigrée de l'Ouest Nigérien. Thèse Doct. Ing. Univers. Nancy I, 1 vol., 116p.
- ANDREOLI (C.Y.), ROBERT (M.), PONS (C.H.), 1989 – First steps of smectite–illite transformation with humectation and dessication cycles. *Appl. Clay Sci.*, 5–6, p.423–435.
- ARSLAN (A.), RAZZOUK (A.K.), 1994 – Effects of gypsum on the neutron probe calibration curve. *Soil Sci.*, 158, 3, p.174–180.
- ASSELIN (J.), 1988 – El simulador de lluvia : una herramienta para la caracterizacion hidrodinamica de los suelos. XXI<sup>e</sup> Congr. Nacion. de la Ciencia del Suelo, Cd Juarez, Mexique, 8–11 nov. 1988, 16p.

- ASSELIN (J.), 1992a – Metodos y tecnicas empleadas para los estudios hidroedafologicos en la reserva de la biosfera de Mapimi. p.89–110. *In : Actes du séminaire Mapimi, octobre 1989*, Delhoume (J.P.) et Maury (M.E.) Eds., Instituto de Ecologia de Mexico, ORSTOM, CEMCA, Mexico, D.F.
- ASSELIN (J.), 1992b – Comparaison des données pluviométriques obtenues à l'aide de deux types de pluviomètres. p.127–130. *In : Actes du séminaire Mapimi, octobre 1989*, Delhoume (J.P.) et Maury (M.E.) Eds., Instituto de Ecologia de Mexico, ORSTOM, CEMCA, Mexico, D.F.
- ASSELIN (J.), 1993 – La simulacion de lluvia. Informe tecnico. Metodologia y practicas. MAG, Equateur, ORSTOM, Montpellier, 1 vol., 66p.
- ASSELIN (J.), VALENTIN (C.), 1978 – Construction et mise au point d'un infiltromètre à aspersion. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, vol. XV, n°4, p.321–349.
- AUDRY (P.), COMBEAU (A.), HUMBEL (F.X.), ROOSE (E.), VIZIER (J.F.), 1973 – Essai sur les études de dynamique actuelle des sols. Bulletin de groupe de travail. ORSTOM, Bondy, 1 vol., 129p., annexes.
- AXELROD (D.I.), 1983 – Paleobotanical history of the western deserts. p.113–129. *In : Origin and evolution of deserts*, Wells et al. Eds., Univ. of New Mexico Press, Albuquerque, 1 vol., 288p.
- BACH (L.B.), WIERENGA (P.J.), WARD (T.J.), 1986 – Estimation of the Philip infiltration parameters from rainfall simulation data. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 50, p.1319–1323.
- BAGNOULS (F.), GAUSSEN (H.), 1953 – Saison sèche et indice xéothermique. Fac. Sci. Toulouse, doc. cartes prod. végét., III, 47p.
- BAGNOULS (F.), GAUSSEN (H.), 1957 – Les climats biologiques et leur classification. *Ann. Géogr.*, 335, p.193–220.
- BARRAL (H.), 1988 – El Hombre y su Impacto en los Ecosistemas a través del Ganado. p.241–268. *In : Estudio integrado de los recursos vegetacion, suelo y agua en la Reserva de la Biosfera de Mapimi. I. Ambiente natural y humano*, Montana (C.) Ed., Instituto de Ecologia, Mexico, D.F.
- BARTOLI (F.), PHILIPPY (R.), DOIRISSE (M.), NIQUET (S.), DUBUIT (M.), 1991 – Silty and sandy soil structure and self-similarity : the fractal approach. *J. Soil Sci.*, 42, p.167–185.
- BARTOLINO (J.R.), 1988 – Cenozoic Geology of the Eastern Half of the La Flor Quadrangle, Durango and Chihuahua, Mexico. p.77–97. *In : Estudio integrado de los recursos vegetacion, suelo y agua en la Reserva de la Biosfera de Mapimi. I. Ambiente natural y humano*, Montana (C.) Ed., Instituto de Ecologia, Mexico, D.F.
- BAVER (L.D.), GARDNER (W.H.), GARDNER (W.R.), 1971 – Soil physics. Wiley, New-York, 1 vol., 489p.
- BERNARD (A.), 1987 – Note technique. Le simulateur de pluie 2<sup>ème</sup> génération. ORSTOM, Montpellier, 1 vol., 32p., annexes.
- BERNDT (R.D.), COUGHLAN (K.J.), 1976 – The nature of changes in bulk density with water content in a cracking clay. *Aust. J. Soil Res.*, 15, p.27–37.
- BERNDTSSON (R.), CHEN (H.), 1994 – Variability of soil water content along a transect in a desert area. *J. of Arid Environments*, 27, p.127–139.
- BERNUS (M.E.), 1983 – Désertification dans la région d'Eghazer, Niger. Etude de cas présentée par le gouvernement du Niger. p.118–151. *In : Etudes de cas sur la désertification. Documents élaborés par l'UNESCO, le PNUE et le PNUD*, J.A. Mabbutt et C. Floret Eds., *Recherches sur les ressources naturelles XVIII*, UNESCO, Paris.
- BERTRAND (R.B.), PARR (J.F.), 1960 – Development of a portable sprinkling infiltrometer. Trans. of the VII<sup>th</sup> Int. Congr. of Soil Sci., Madison, E.U., VI, 4, pp.443–440.
- BESNARD (G.), 1988 – Physiologie de deux graminées pérennes de la zone aride du nord du Mexique. Instituto de Ecologia de México, ORSTOM, 1 vol., 66p.
- BESNARD (G.), 1992 – Ecofisiologia de las principales especies de interes forrajero. p.247–253. *In : Actes du séminaire Mapimi, octobre 1989*, Delhoume (J.P.) et Maury (M.E.) Eds., Instituto de Ecologia de Mexico, ORSTOM, CEMCA, Mexico, D.F.
- BETZALEL (I.), MORIN (J.), BENYAMINI (Y.), AGASSI (M.), SHAINBERG (I.), 1989 – Water drop energy and soil seal properties. *Soil Sci.*, 159, 1, p.13–22.

- BOIVIN (P.), TOUMA (J.), ZANTE (P.), 1988 – Mesure de l'infiltrabilité du sol par la méthode du double anneau. 1. Résultats expérimentaux. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, vol. XXIV, n°1, p.17–25.
- BORCHARDT (G.), 1989 – Smectites. p.675–727. *In : Minerals in soil environments*, Dixon (J.B.) et Weed (S.B.) Eds., 2nd ed., SSSA Book, Madison.
- BORCHARDT (G.), HILL (R.L.), 1985 – Smectitic pedogenesis and late Holocene tectonism along the Raymond Fault, San Marino, California. p. 65–78. *In : Soils and Quaternary geology of the southwestern United States*, Weide (D.L.) Ed., Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 203.
- BOTHA (G.A.), HUGHES (J.C.), 1992 – Pedogenic palygorskite and dolomite in a late Neogene sedimentary succession, northwestern Transvaal, South Africa. *Geoderma*, 53, p.139–154.
- BOUMA (J.), JONGERIUS (A.), SCHOONDERBEEK (D.), 1979 – Calculation of saturated hydraulic conductivity of some pedal clay soils using micromorphometric data. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 43, p.261–264.
- BOURGES (J.), FLORET (C.), GIRARD (G.), PONTANIER (R.), 1984 – Dynamique de l'eau sur un glaciaire du sud tunisien (type Segui). ORSTOM, Tunis, CEPE-CNRS, Montpellier, 1 vol., 86p.
- BREIMER (R.F.), 1985 – Soil and landscape survey of the Mapimi Biosphere Reserve (Durango, México). UNESCO, Montevideo, 1 vol., 128p.
- BREIMER (R.F.), 1988 – Physiographic Soil Survey. p.115–134. *In : Montana (C.) Ed., Estudio integrado de los recursos vegetación, suelo y agua en la Reserva de la Biosfera de Mapimi. I. Ambiente natural y humano*, Montana (C.) Ed., Instituto de Ecología, Mexico, D.F.
- BROWN (D.), 1954 – Methods of surveying and measuring vegetation. Commonwealth Bureau of Pastures and Field Crops. *Hurley Berks Bull.*, n°42, 1 vol., 223p.
- BRUAND (A.), 1986 – Contribution à l'étude de la dynamique de l'espace poral. Utilisation des courbes de retrait et des courbes de rétention d'eau. *Sci. Sol*, 24, p.351–362.
- BRUCKLER (L.), BERTUZZI (P.), GAUDU (J.C.), BRUNET (Y.), PASSERAT DE SILANS (A.), BALABANIS (P.), THONY (J.L.), VAUCLIN (M.), 1988 – Transferts de masse et de chaleur entre le sol et l'atmosphère : comparaison entre modélisation et expérience *in situ*. p.21–70. *In : Etudes sur les transferts d'eau dans le système sol – plante – atmosphère. Comptes-rendus des travaux effectués dans le cadre de l'Action Thématique Programmée "Eau"*, Calvet (R.) Ed., INRA, Grignon.
- BRYANT Jr. (V.B.), 1977 – Late Quaternary Pollen Records from the East-Central Periphery of the Chihuahuan Desert. p.3–21. *In : Transactions of the Symposium on the Biological Resources of the Chihuahuan Desert Region. United States and Mexico. Alpine, Texas, 17–18 october 1974*, Wauer (R.H.) and Riskind (D.H.) Eds., U.S. National Park Service Transactions and Proceedings series, n°3.
- BULLOCK (P.), Mc KEAGUE (J.A.), 1984 – Estimating air–water properties of a clay soil. p.55–76. *In : Comptes Rendus du Colloque Fonctionnement Hydrique et Comportement des Sols, Dijon, 22–25 mai 1984*, A.F.E.S., Plaisir.
- BUOL (S.W.), 1965 – Present soil-forming factors and processes in arid and semi-arid regions. *Soil Sci.*, 99, p.45–49.
- BURGESS (T.L.), NORTHINGTON (D.K.), 1977 – Desert Vegetation in the Guadalupe Mountains Region. p.229–242. *In : Transactions of the Symposium on the Biological Resources of the Chihuahuan Desert Region. United States and Mexico. Alpine, Texas, 17–18 october 1974*, Wauer (R.H.) and Riskind (D.H.) Eds., U.S. National Park Service Transactions and Proceedings series, n°3.
- CARBAJAL (F.C.), OLESCHKO (K.), 1990 – Dinamica de la densidad aparente, del volumen y de la porosidad total del vertisol pelico y del andosol molico con la humedad. *Agrociencia, serie Agua–Suelo–Clima*, Montecillo, Mexico, vol.1, p.75–88.
- CARBONNEL (J.P.), HUBERT (P.), 1985 – Sur la sécheresse au Sahel d'Afrique de l'Ouest. Une rupture climatique dans les séries pluviométriques du Burkina Faso (ex Haute-Volta). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t.301, II, n°13, p.941–944.
- CARBONNEL (J.P.), HUBERT (P.), WALBADET (E.), MERMOUD (A.), BARIAC (T.), 1990 – Variabilité spatiale des précipitations soudano-sahéliennes à l'échelle décamétrique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t.311, sér. II, p.1425–1430.
- CASENAVE (A.), 1982 – Le mini-simulateur de pluie. Conditions d'utilisation et principes de l'interprétation des

mesures. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, vol. XIX, n°4, p.207-227.

- CASENAVE (A.), 1986 – Programme d'analyse du ruissellement, de l'infiltration et de l'érosion à l'aide des techniques de simulation de pluie. p.10-17. In : *Journées Hydrologiques de l'ORSTOM à Montpellier, 17-18 septembre 1985*, ORSTOM, Paris, coll. *Colloques et Séminaires*.
- CASENAVE (A.), VALENTIN (C.), 1989 – Les états de surface de la zone sahélienne. Influence sur l'infiltration. ORSTOM, Paris, coll. *Didactiques*, 1 vol., 229p.
- CASENAVE (A.), VALENTIN (C.), 1991 – Influence des états de surface sur l'infiltration en zone sahélienne. p.99-108. In : *Soil Water Balance in the Sudano-Sahelian Zone (Proceedings of the Niamey Workshop, February 1991)*, Sivakumar (M.V.K.), Wallace (J.S.) et Renard (C.) Eds., IAHS Publ. n°199.
- CETENAL, 1972-1977 – Mapas topograficas, geologicas y edafologicas al 1/50000 de La Flor (G13B64), Carrillo (G13B54), El Cinco (G13B55) y Sierra del Zapatero (G13B65). Secretaria de Programacion y Presupuesto, México, 12 feuilles.
- CETENAL, 1975 – Clave de unidades de suelos FAO/1970, modificada por Cetenal. Secretaria de Programacion y Presupuesto, México, 1 vol., 96p.
- CHAMAYOU (H.), LEGROS (J.P.), 1989 – Les bases physiques, chimiques et minéralogiques de la Science du Sol. PUF, Paris, 1 vol., 593p.
- CHAN (K.Y.), 1981 – Representative sampling for bulk density in a vertisol. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45, p.668-669.
- CHEN (Y.), TARCHITZKY (J.), BROUWER (J.), MORIN (J.), BANIN (A.), 1980 – Scanning electron microscope observations on soil crusts and their formation. *Soil Science*, 130, p.49-55.
- CHEVALLIER (P.), 1982 – Simulation de pluie sur deux bassins versants sahéliens (mare d'Oursi – Haute-Volta). ORSTOM, Ouagadougou, Haute-Volta, Adiopodoumé, Côte d'Ivoire, 1 vol., 105p.
- CHEVALLIER (P.), 1983 – L'indice des précipitations antérieures. Evaluation de l'humectation des sols des bassins versants représentatifs. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, vol. XX, n°3-4, p.179-189.
- CHEVALLIER (P.), 1986 – Simulation de pluie, télédétection, modélisation. Exemple de la mare d'Oursi – Burkina Faso. p.90-104. In : *Journées Hydrologiques de l'ORSTOM à Montpellier, 17-18 septembre 1985*, ORSTOM, Paris, coll. *Colloques et Séminaires*.
- CHEVALLIER (P.), 1990 – Complexité hydrologique du petit bassin versant. Exemple en savane humide Booro-Borotou (Côte d'Ivoire). ORSTOM, Paris, coll. *Etudes et Thèses*, 1 vol., 345p.
- CHEVALLIER (P.), VALENTIN (C.), 1984 – Influence des microorganisations pelliculaires superficielles sur l'infiltrabilité d'un type de sol sahélien. *Bull. GFHN*, 17, p.9-22.
- CHEVALLIER (P.), CLAUDE (J.), POUYAUD (B.), BERNARD (A.), 1985 – Pluies et crues au Sahel. Hydrologie de la mare d'Oursi (Burkina Faso). 1976-1981. ORSTOM, Paris, coll. *Travaux et Documents*, n°190, 1 vol., 251p.
- CHEVERRY (C.) – 1989 – L'espace poral des sols. Cours dispensé en DEA et en DAA, polycopié, Paris.
- CHORLEY (R.J.), 1978 – The hillslope hydrological cycle. p.1-41. In : *Hillslope hydrology*, Kirkby (M.J.) Ed., John Wiley and Sons.
- CHRETIEN (J.), PEDRO (G.), 1987 – Granulométrie, porosité et spectre poral de sols développés sur formations détritiques. Cas des terrasses alluviales de la Saône. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, vol. XXIII, n°1, p.43-54.
- CLOS-ARCEDUC (M.), 1956 – Etude sur photographies aériennes d'une formation sahélienne, la brousse tigrée. *Bull. de l'IFAN, série A, t.XVII*, p.677-684.
- COCHEME (J.), FRANQUIN (P.), 1967 – Etude agroclimatologique de l'Afrique sèche au sud du Sahara en Afrique Occidentale. Rapport technique, FAO-UNESCO-OMM, Rome, 1 vol., 325p.
- COLLINET (J.), 1986 – Hydrodynamique superficielle de quelques types de sols du Sahel africain, comparaison des données fournies par deux dimensions de parcelles de simulation de pluie. p.117-153. In : *Journées Hydrologiques de l'ORSTOM à Montpellier, 17-18 septembre 1985*, ORSTOM, Paris, coll. *Colloques et Séminaires*.
- COLLINET (J.), 1988 – Comportements hydrodynamiques et érosifs de sols de l'Afrique de l'Ouest. Evolution des matériaux et des organisations sous simulation de pluies. Thèse Doct. Univ. L. Pasteur, Strasbourg (spécialité Géologie-Pédologie), 1 vol., 513p., 107 p. d'annexes.

- COLLINET (J.), VALENTIN (C.), 1979 – Analyse des différents facteurs intervenant sur l'hydrodynamique superficielle. Nouvelles perspectives. Applications agronomiques. *Cah. ORSTOM, sér. Pédo.*, vol. XVII, n°4, p.283–328.
- COLLINET (J.), VALENTIN (C.), 1982 – Effects of rainfall intensity and soil heterogeneity on steady infiltration rate. Communication au 12<sup>th</sup> Int. Congr. of Soil Sci., New Delhi, 22p.
- CONANT (R.), 1977 – Semiaquatic Reptiles and Amphibians of the Chihuahuan Desert and their Relationships to Drainage Patterns of the Region. p.455–491. In : *Transactions of the Symposium on the Biological Resources of the Chihuahuan Desert Region. United States and Mexico. Alpine, Texas, 17–18 october 1974*, Wauer (R.H.) and Riskind (D.H.) Eds., U.S. National Park Service Transactions and Proceedings series, n°3.
- CONTRERAS ARIAS (A.), 1955 – Problemas de las zonas aridas de México. Instituto Mexicano de Recursos Naturales Renovables, México, D.F., 1 vol., 45p.
- COOKE (R.U.), WARREN (A.W.), 1973 – Geomorphology of Deserts. Univ. California Press, Berkeley, 1 vol., 403p.
- CORNET (A.), 1981a – Mesure de la biomasse et détermination de la production nette aérienne de la strate herbacée dans trois groupements végétaux de la zone sahélienne au Sénégal. *Acta Oecologica, Oecol. Plant.*, 2, 16, n°3, p.251–266.
- CORNET (A.), 1981b – Le bilan hydrique et son rôle dans la production de la strate herbacée de quelques phytocénoses sahéliennes au Sénégal. Thèse Doct. Ingénieur, Univ. Sci. et Tech. du Languedoc, Montpellier, 1 vol., 353p.
- CORNET (A.), 1984 – Analisis de los datos climaticos de la estacion "Laboratorio del Desierto", Reserva de la Biosfera de Mapimi, Durango, Mexico. Periodo 1978–1983. Instituto de Ecologia de Mexico, documento tecnico, 1 vol., 35p.
- CORNET (A.), 1988 – Principales caractéristiques climatiques de la réserve de Mapimi. p.45–76. In : *Estudio integrado de los recursos vegetacion, suelo y agua en la Reserva de la Biosfera de Mapimi. I. Ambiente natural y humano*, Montana (C.) Ed., Instituto de Ecologia, Mexico, D.F.
- CORNET (A.), 1989 – Développement de *Hilaria mutica*. Note de recherche, 7p. Document inédit. Communication personnelle.
- CORNET (A.), 1992a – Principales caractéristiques climatiques. p.57–64. In : *Actes du séminaire Mapimi, octobre 1989*, Delhoume (J.P.) et Maury (M.E.) Eds., Instituto de Ecologia de Mexico, ORSTOM, CEMCA, Mexico, D.F.
- CORNET (A.), 1992b – Relations entre la structure spatiale des peuplements végétaux et le bilan hydrique des sols de quelques phytocénoses en zone aride. p. 245–265. In : *L'Aridité : une contrainte au développement. Caractérisation, réponses biologiques, stratégies des sociétés*, Le Floch (E.), Grouzis (M.), Cornet (A.) et Bille (J.C.) Eds., ORSTOM, Paris, coll. *Didactiques*.
- CORNET (A.), RAMBAL (S.), 1981 – Simulation de l'utilisation de l'eau par une phytocénose de la zone sahélienne au Sénégal. Test de deux modèles. p.156–179. In : *Actes du Colloque Informatique et Biosphère*, Paris.
- CORNET (A.), DELHOUME (J.P.), MONTANA (C.) – 1984a – Un exemple d'étude écologique appliquée à la détermination des potentialités d'une zone et à l'amélioration des techniques d'élevage dans la Réserve de la Biosphère de Mapimi (Durango, Mexique). p.77–82. In : *Proceedings of the Workshop on Land Evaluation for Extensive Grazing (LEEG), Addis Ababa, Ethiopia, oct.31–nov.4, 1983*, Siderius (W.) Ed., ILRI, Publication 36, Wageningen, The Netherlands.
- CORNET (A.), RIVERA (E.), RUIZ DE ESPARZA (R.), 1984b – Observaciones sobre la fenologia de algunas especies lenosas y herbaceas en la Reserva de la Biosfera de Mapimi, Durango, México. Communication au 9<sup>o</sup> Congreso Mexicano de Botanica, México, 19p.
- CORNET (A.), DELHOUME (J.P.), MONTANA (C.), 1987 – Vegetation Patterns and Soils in the Mapimi Bolson. Part I : Vegetation arcs. *Contributed Papers of the Second Symposium on resources of the Chihuahuan Desert Region. United States and Mexico*, Alpine, Texas, USA, 20–21 october 1983. Chihuahuan Desert Research Institute, publication n°13, 18p.

- CORNET (A.), POUGET (M.), DELHOUME (J.P.), MONTANA (C.), 1988 – Ordination and Classification of Plant Communities in the Chihuahuan Desert : the use of Spot data. Communication au *Third International Rangeland Congress, New-Delhi, India, nov. 7-11*. Abstracts, Range Management Society of India, vol. I, p.30-35.
- CORNET (A.), DELHOUME (J.P.), MONTANA (C.), 1988 – Dynamics of striped vegetation patterns and water balance in the Chihuahuan desert. p.221-231. In : *Diversity and pattern in plant communities*, During (H.J.), Werger (M.J.A.) and Willens (J.H) Eds., SPB Academic Publishing, The Hague, The Netherlands.
- CORNET (A.), MONTANA (C.), DELHOUME (J.P.), LOPEZ-PORTILLO (J.), 1992 – Water Flows and the Dynamics of Desert Vegetation Stripes. p.327-345. In : *Landscape Boundaries. Consequences for Biotic Diversity and Ecological Flows*, Hansen (A.J.) and Di Castri (F.) Eds., Springer-Verlag.
- COSBY (B.J.), HORNBERGER (G.M.), CLAPP (R.B.), GINN (T.R.), 1984 – A Statistical Exploration of the Relationships of Soil Moisture Characteristics to the Physical Properties of Soils. *Water Resources Res.*, 20, 6, p.682-690.
- COTECOCA, 1978 – Coeficientes de Agostadero del Estado de Chihuahua. COTECOCA, Secretaria de Agricultura y Recursos Hidraulicos, México, D.F., 1 vol., 151p.
- COTECOCA, 1979a – Coeficientes de Agostadero del Estado de Durango. COTECOCA, Secretaria de Agricultura y Recursos Hidraulicos, México, D.F., 1 vol., 200p.
- COTECOCA, 1979b – Coeficientes de Agostadero del Estado de Coahuila. COTECOCA, Secretaria de Agricultura y Recursos Hidraulicos, México, D.F., 1 vol., 255p.
- COUCHAT (P.), 1967 – Determination of the calibration curve for the neutron moisture meter by chemical soils analysis. p.67-82. In : *Isotopes Radiation Techniques in Soil Physics and Irrigation Studies*, Proc. Panel FAO/IAEA Symp., Istanbul, June 12-16, 1967.
- COUCHAT (P.), 1977 – Aspects méthodologiques et technologiques de la mesure neutronique de l'humidité des sols. *Ann. Agron.*, 28 (5), p.477-488.
- COUCHAT (P.), CARRE (C.), MARCESSE (J.), LE HO (J.), 1975 – The measurement of thermal neutron constants of the soil : application to the calibration of neutron moisture ganges and to pedological study of the soil. In : *Proc. Conf. Nuclear Data Cross Sections in Technology, Washington, D.C.*
- CURMI (P.), 1988 – Structure, espace poral du sol et fonctionnement hydrique. Analyse de quelques cas concrets. *Sci. Sol*, 26, 3, p.203-214.
- CURTIS (R.O.), POST (B.W.), 1964 – Estimating bulk density from organic-matter content in some Vermont forest soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 28, p.285-286.
- DAGET (P.), POISSONET (J.), 1969 – Analyse phytologique des prairies. Applications agronomiques. CEPE-CNRS, Montpellier, doc. n°48, 1 vol., 67p.
- DAGET (P.), POISSONET (J.), 1971 – Une méthode d'analyse phytologique des prairies. Critères d'application. *Ann. Agron.*, 22, 1, p.5-41.
- DAUDET (F.A.), VACHAUD (G.), 1977 – La mesure neutronique du stock d'eau du sol et de ses variations. Application à la détermination du bilan hydrique. *Ann. Agron.*, 28 (5), p.503-519.
- DELHOUME (J.P.), 1988 – Distribution spatiale des sols le long d'une toposéquence représentative, dans la réserve de Mapimi. p.135-165. In : *Estudio integrado de los recursos vegetacion, suelo y agua en la Reserva de la Biosfera de Mapimi. I. Ambiente natural y humano*, Montana (C.) Ed., Instituto de Ecologia, Mexico, D.F.
- DELHOUME (J.P.), 1989 – Etude des relations eau – sol – végétation en zone aride du nord du Mexique. p.197-217. In : *ATP CNRS-PIREN-ORSTOM-INRA-CIRAD "Influence à l'échelle régionale des couvertures pédologiques et végétales sur les bilans hydriques et minéraux des sols"*, Rapport final, Vachaud (G.) Ed., Institut de Mécanique de Grenoble.
- DELHOUME (J.P.), 1991 – Le développement de l'élevage bovin extensif d'une zone aride du nord du Mexique. Les contraintes eau et sol. p.917-919. In : *Actes du IV<sup>e</sup> Congrès International des Terres de Parcours*, IAM, Montpellier.
- DELHOUME (J.P.), 1992a – Caractérisation du paramètre pluie : distribution dans le temps et dans l'espace (Réserve de Mapimi). p.111-125. In : *Actes du séminaire Mapimi, octobre 1989*, Delhoume (J.P.) et



- Maury (M.E.) Eds., Instituto de Ecologia de Mexico, ORSTOM, CEMCA, Mexico, D.F.
- DELHOUME (J.P.), 1992b – Etude préliminaire de la variabilité spatiale du stock d'eau du sol dans l'optique de la détermination du bilan hydrique au niveau parcellaire (Réserve de Mapimi). p.131–141. In : *Actes du séminaire Mapimi, octobre 1989*, Delhoume (J.P.) et Maury (M.E.) Eds., Instituto de Ecologia de Mexico, ORSTOM, CEMCA, Mexico, D.F.
- DELHOUME (J.P.), 1992c – Fonctionnement et dynamique de deux écosystèmes caractéristiques (Réserve de Mapimi). p.177–200. In : *Actes du séminaire Mapimi, octobre 1989*, Delhoume (J.P.) et Maury (M.E.) Eds., Instituto de Ecologia de Mexico, ORSTOM, CEMCA, Mexico, D.F.
- DELHOUME (J.P.), MONTANA (C.), CORNET (A.), 1988 – Vegetation Patterns and Soils in the Mapimi Bolson. Part II : Polygonal patterns. *Contributed Papers of the Second Symposium on resources of the Chihuahuan Desert Region. United States and Mexico*, Alpine, Texas, USA, 20–21 october 1983. Chihuahuan Desert Research Institute, publication n°14, 14p.
- DELHOUME (J.P.), BESNARD (G.), 1989 – ATP CNRS–PIREN–ORSTOM–INRA–CIRAD "Influence à l'échelle régionale des couvertures pédologiques et végétales sur les bilans hydriques et minéraux des sols". Rapport scientifique final du projet "Contribution à l'étude des relations eau – sol – végétation en zone aride du nord du Mexique". Instituto de Ecologia de Mexico, ORSTOM, 1 vol., 104p.
- DELHOUME (J.P.), ASSELINE (J.), VIRAMONTES (D.), TARIN (G.), RUIZ DE EZPARZA (R.), BESNARD (G.), HABERSTOCK (F.), 1990 – Rapport final du projet : *Etude des relations eau du sol – production végétale – érosion en zone aride du nord du Mexique*. Contrat Instituto de Ecologia de Mexico – CEE n°CI1\*–0087–MEX(A). Instituto de Ecologia de Mexico, ORSTOM Mexique, CEE Bruxelles, 2 vol., 480p.
- DELHOUME (J.P.) et MAURY (M.E.) Eds., 1992 – Actes du séminaire Mapimi, octobre 1989 : Etudes des Relations Eau – Sol – Végétation dans une zone aride du nord du Mexique orientée vers l'utilisation rationnelle de ces ressources. Instituto de Ecologia de Mexico, ORSTOM, CEMCA, Mexico, D.F., 1 vol., 396p.
- DE MARTONNE (E.), 1926 – Aréisme et indice d'aridité. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 182, p.1395–1398.
- DESCONNETS (J.C.), 1990 – Analyse des comportements hydriques de trois parcelles expérimentales implantées en zone basse d'un bassin endoréïque. Zone aride du nord–Mexique (Réserve de la Biosphère de Mapimi). DEA Fédéral de Pédologie, 1 vol., 54p., annexes.
- DETENAL, 1979 – Description de la leyenda de la carta edafologica Detenal. SPP, México, 1 vol., 88p.
- DOORENBOS (J.), KASSAM (A.H.), 1979 – Yield responses to water. *Irrigation and drainage paper*, n°33, FAO, Rome, 1 vol., 193p.
- DREGNE (H.E.), 1976 – Soils of Arid Regions. Elsevier, New–York, 1 vol., 236p.
- DROSTE (J.B.), 1961 – Clay minerals in sediments of Owens, China, Searles, Panamint, Bristol, Cadiz and Damby Lakes, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 72, p.1713–1721.
- DUBREUIL (P.), VUILLAUME (G.), 1975 – Influence du milieu physico–climatique sur l'écoulement de petits bassins intertropicaux. p.205–215. In : *Symposium deTokio*, AISH Publ. n°117.
- DUCHAUFOUR (P.), SOUCHIER (B.), (sous la direction de), 1977–1979 – Pédologie. 1. Pédogenèse et classification, par P. Duchaufour. Masson, 1977, 1 vol., 496p. 2. Constituants et propriétés du sol., par M. Bonneau et B. Souchier. Masson, 1979, 1 vol., 459p.
- DUCLoux (J.), DELHOUME (J.P.), PETIT (S.), DECARREAU (A.), 1995 – Clay differentiation in Aridisols of Northern Mexico. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 59, p.269–276.
- DULLIEN (F.A.L.), 1991 – Characterization of porous media – pore level. *Transport in porous media*, 6, p.581–606.
- EAGLEMAN (J.R.), 1971 – An experimentally derived model for actual evapotranspiration. *Agric. Meteorology*, 8, p.385–394.
- EBERL(D.D.), 1984 – Clay mineral formation and transportation in rocks and soils. *Philos. Trans. R. Soc.*, London, A 311, p.241–259.
- EGHBAL (M.K.), SOUTHARD (R.J.), 1993a – Mineralogy of Aridisols on dissected alluvial fans, western Mojave Desert, California. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57, p.538–544.

- EGHBAL (M.K.), SOUTHARD (R.J.), 1993b - Stratigraphy and genesis of Durorthids and Haplargids on dissected alluvial fans, western Mojave Desert, California. *Geoderma.*, 59, 1-4, p.151-174.
- ELLENBERG (H.), MUELLER-DOMBOIS (D.), 1967 - A key to Raunkiaer's plant life form with revised subdivisions. *Ber. Geobot. Institut ETH Stftg. Rübel*, Zurich, 37, p.57-73.
- ELPRINCE (A.M.), MASHHADY (A.S.), ABA-HUSAYN (M.M.), 1979 - The occurrence of pedogenetic palygorskite (attapulgitite) in Saudi Arabia. *Soil Sci.*, 128, p.211-218.
- EMBERGER (L.), 1955 - Projet d'une classification biogéographique des climats. p.249-255. In : *Coll. Inter. CNRS Régions Ecologiques du Monde, 1954*, Paris.
- EVENARI (M.), SCHULZE (E.D.), KAPPEN (L.), BUSCHBOM (V.), LANGE (O.L.), 1975 - Adaptative mechanisms in desert plants. p.111-129. In : *Physiological adaptation to the environments*, Vernberg (F.J.) Ed., Intext Educ. Publishers, New-York.
- EVENARI (M.), 1985 - Adaptations of plants and animals to the desert environment. p.79-82. In : *Hot deserts and arid shrublands*, Evenari (M.), Noy-Meir (I.) and Goodall (D.W.) Eds., Elsevier, Amsterdam.
- EZCURRA (E.), MONTANA (C.), 1988 - La evolución del uso de los recursos naturales renovables en el Norte arido de México. p.269-290. In : *Estudio integrado de los recursos vegetacion, suelo y agua en la Reserva de la Biosfera de Mapimi. I. Ambiente natural y humano*, Montana (C.) Ed., Instituto de Ecología, Mexico, D.F.
- F.A.O./U.N.E.S.C.O, 1974 - Soil map of the world. I. Legend. UNESCO, Paris, 1 vol., 59p.
- F.A.O./U.N.E.S.C.O, 1976 - Mapa mundial de suelos. I. Leyenda. 1 vol., 60 p. III. México y America central. 1 vol., 104 p. UNESCO, Paris.
- FARIAS F. (J.M.), QUIROGA G. (H.M.) et FAZ (C.R.), 1982 - El agua como limitante en la producción forrajera de la Comarca Lagunera : búsqueda de estrategias de solución. CIAN, SARH, INIA, Matamoros, Coahuila, México, 1 vol., 55p.
- FARIAS F. (J.M.), QUIROGA G. (H.M.) et FAZ (C.R.), 1983 - Alternativas para optimizar el uso del agua de riego en la producción de forraje. CIAN, SARH, INIA, Torreon, Coahuila, México, 1 vol., 68p.
- FARMER (V.C.) Ed., 1974 - The infrared spectra of minerals. Mineral. Soc., London, 1 vol.
- FARMER (V.C.), RUSSELL (J.D.), 1964 - The infrared spectra of layer silicates. *Spectrochim. Acta*, 20, p.149-173.
- FERNANDEZ (R.A.), 1980 - La frontera México-Estados Unidos. Un estudio socioeconómico. Ed. Terra Nova, México, 1 vol., 177p.
- FIES (J.C.), STENGEL (P.), 1981 - Densité texturale de sols naturels. I. Méthode de mesure. *Agronomie*, 1 (8), p.651-658. II. Eléments d'interprétation. *Agronomie*, 1 (8), p.659-666.
- FISCHER (C.), 1971 - The New Quantimet 720. *The Microscope*, 19, p.1-20.
- FLORES MATA ( G.), JIMENEZ LOPEZ (J.), MADRIGAL SANCHEZ (X.), MONCAYO RUIZ (F.) et TAKAKI (F.), 1971 - Memoria del mapa de tipos de vegetacion de la Republica Mexicana. SARH, México, D.F., 1 vol., 59p.
- FLORET (C.), PONTANIER (R.), 1982 - L'aridité en Tunisie présaharienne. Climat, sol, végétation et aménagement. *Trav. et Doc. ORSTOM n°150*, ORSTOM, Paris, 1 vol., 544p.
- FLORET (C.), PONTANIER (R.), 1984 - Aridité climatique, aridité édaphique. *Bull. Soc. Bot. Fr.*, 131, *Actual. Bot.*, 2/3/4, p.265-275.
- FLORET (C.), M'TIMET (A.), PONTANIER (R.), 1990 - Caractérisation écologique des régimes hydriques et de l'érodibilité des sols en zone aride. p.57-105. In : *TERRA ARIDA, Atelier interrégional Afrique / Amérique Latine, MAB - UNESCO. Bases écologiques du développement rural intégré et lutte contre la désertification en zones arides et semiarides*. Univ. de Chile, Centro de Estudio de zonas aridas, n°7.
- FONTES (J.), 1983 - Essais cartographiques de la végétation par télédétection. Quelques exemples pris en Haute-Volta. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. P. Sabatier, Toulouse, 1 vol., 179p., annexes.
- FOSTER (M.) - 1961 - Interpretation of the composition of vermiculites and hydrobiotites. *Clays Clay Miner.*, 10, p.70-89.

- FOX (W.E.), 1964 – A study of bulk density and water in a swelling soil. *Soil Sci.*, 98, p.307–316.
- FREYTET (P.), PLAZIAT (J.C.), 1982 – Continental carbonate sedimentation and pedogenesis. Late Cretaceous and early Tertiary of southern France. *Contr. Sedimentol.*, 12, p.213.
- FRIPIAT (J.J.), 1982 – Advanced techniques for clay mineral analysis. Elsevier, Amsterdam, 1 vol., 324p.
- FURBISH (W.J.), SANDS (T.W.), 1976 – Palygorskite by direct precipitation from a hydrothermal solution. *Clay Miner.*, 1, p.147–152.
- GAL (M.A.), AMIEL (J.), RAVIKOWITCH (S.), 1974 – Clay mineral distribution and origin in the soil types of Israel. *J. Soil Sci.*, 25, p.79–89.
- GALLAIS (J.), 1975 – Pasteurs et paysans du Gourma, la condition sahéenne. Mémoire CEGET, Bordeaux, CNRS, Paris, 1 vol., 239p.
- GARCIA (E.), 1969 – Distribucion de la precipitacion en la República Mexicana. *Bull. Instituto de Geografía, UNAM, México, D.F.*, I, p.175–191.
- GARCIA (E.), 1973 – Modificaciones al sistema de clasificacion climatica de Köppen para adaptarlo a les condiciones de la Republica Mexicana. *Publ. UNAM, México, D.F.*, 1 vol., 246p.
- GARDNER (L.R.), 1972 – Origin of the Mormon Mesa Caliche, Clark County, Nevada. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, p.143–146.
- GARDNER (W.R.), KIRKHAM (D.), 1952 – Determination of soil moisture by neutron scattering. *Soil Sci.*, 73, p.391–401.
- GASCUEL-ODOUX (C.), 1984a – Application de la géostatistique à l'étude de la variabilité spatiale des propriétés hydriques du sol. Thèse DDI de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 1 vol., 229p.
- GASCUEL-ODOUX (C.), 1984b – Analyse bibliographique de la variabilité spatiale de la densité apparente : objectifs, méthodes et résultats. *Bull. GFHN*, 15, p.57–71.
- GASCUEL-ODOUX (C.), 1986 – Variabilité spatiale des propriétés hydriques du sol, méthodes et résultats; cas d'une seule variable : revue bibliographique. *Agronomie*, 7, p.61–71.
- GASCUEL-ODOUX (C.), MEROT (P.), CURMI (P.), 1983 – Approche de la variabilité spatiale de l'état et du transfert hydrique dans le sol. p.87–102. In : *Variabilité spatiale des processus de transfert dans les sols, Colloque SHF-INRA, Groupe de travail "Dispersion en milieux poreux", Avignon, 24–25 juin 1982*, Ed. INRA Publ., *Les Colloques de l'INRA*, n°15.
- GERMANN (P.), BEVEN (K.), 1981 – Water flow in soil macropores. I. An experimental approach. *J. Soil Sci.*, 32, p.1–13.
- GILE (L.H.), 1961 – A classification of Ca horizons in soils of a desert region, Dona Ana County, New Mexico. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 25, p.52–61.
- GILE (L.H.), 1966 – Cambic and certain noncambic horizons in desert soils of southern New Mexico. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 30, p.773–781.
- GILE (L.H.), 1970 – Soils of the Rio Grande Valley border in southern New Mexico. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 34, p.465–472.
- GILE (L.H.), 1975 – Holocene soils and soil-geomorphic relations in an arid region of southern New Mexico. *Quat. Res.*, 5, p.321–360.
- GILE (L.H.), 1977 – Holocene soils and soil-geomorphic relations in a semiarid region of southern New Mexico. *Quat. Res.*, 7, p.112–132.
- GILE (L.H.), PETERSON (F.F.), GROSSMAN (R.B.), 1966 – Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soils. *Soil Sci.*, 101, p.347–360.
- GILE (L.H.), GROSSMAN (R.B.), 1968 – Morphology of the argillic horizon in desert soils of southern New Mexico. *Soil Sci.*, 106, p.6–15.
- GILE (L.H.), GROSSMAN (R.B.), 1979 – The Desert Project Soil Monograph. U.S. Soil Conservation Service, Washington D.C., 1 vol., 984p.
- GILE (L.H.), HAWLEY (J.W.), GROSSMAN (R.B.), 1981 – Soils and geomorphology in the Basin and Range area of Southern New Mexico – Guidebook to the Desert Project. New Mexico Bureau of Mines and

- Mineral Resources, Socorro, memoir 39, 1 vol., 222p.
- GIRARD (G.), MORIN (G.), CHARBONNEAU (R.), 1972 – Modèle précipitations-débits à discrétisation spatiale. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, vol. IX, n°4, p.35-52.
- GIRARD (G.), LEDOUX (E.), VILLENEUVE (J.P.), 1981 – Le modèle couplé. Utilisation conjointe des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un système hydrologique. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, vol. XVIII, n°4, p.195-280.
- GONZALEZ-BARRIOS (J.L.), 1986 – Estudio de la repartición de la salinidad en una zona baja (playa) de una cuenca endorréica en el desierto de Chihuahua. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias Biológicas, Universidad autónoma de Nueva Leon, Monterrey, México, 1 vol., 280p.
- GOUDIE (A.), 1972 – The chemistry of world deposits. *Geol. J.*, 80, p.449-463.
- GRAS (R.), 1965 – La détermination expérimentale de diverses catégories de porosité. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t.260, p.1704-1706.
- GREACEN (E.L.), 1981 – Soil water assesment by the neutron method. CSIRO, Australia, 1 vol., 140p.
- GREEN (W.H.), AMPT (G.A.), 1911 – Studies on soil physics. I. Flow of air and water throught soils. *J. Agr. Sci.*, 4, p.1-24.
- GREENE-KELLY (R.), 1957 – The montmorillonite minerals (smectites). In : *The differential investigation of clays*, Mackensie (R.C.) Ed., Mineral. Soc., London.
- GREIG SMITH (P.), 1979 – Pattern in vegetation. *J. Ecol.*, 67, p.755-779.
- GREMINGER P.J.), SUD (Y.K.), NIELSEN (D.R.), 1985 – Spatial Variability of Field-measured Soil-water Characteristics. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 49, p.1075-1081.
- GRIMALDI (M.), BOULET (R.), 1989-1990 – Relation entre l'espace poral et le fonctionnement hydrodynamique d'une couverture pédologique sur socle de Guyane française. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, vol. XXV, n°3, p.263-275.
- GROUZIS (M.), 1979 – Structure, composition floristique et dynamique de la production de matière sèche de formations végétales sahéliennes (Mare d'Oursi, Haute-Volta). Lutte contre l'aridité dans l'Oudalan. Action complémentaire coordonné DGRST-ORSTOM, 1 vol., 59p.
- GROUZIS (M.), 1988 – Structure, productivité et dynamique des systèmes écologiques sahéliens (mare d'Oursi, Burkina Faso). ORSTOM, coll. *Etudes et Thèses*, 1 vol., 336p.
- GUENNELON (R.), CALVET (R.), 1988 – Propriétés physiques des sols et transferts (masse et énergie). p.9-20. In : *Etudes sur les transferts d'eau dans le système sol - plante - atmosphère. Comptes-rendus des travaux effectués dans le cadre de l'Action Thématique Programmée "Eau"*, Calvet (R.) Ed., INRA, Grignon.
- GUMBS (F.A.), WARKENTIN (B.P.), 1976 – Bulk density, Saturation Water Content and Rate of Wetting of Soil Aggregates. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 40, p.28-33.
- GUPTA (S.C.), LARSON (W.E.), 1979a – A model for predicting packing density of soils using particle-size distribution. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 43, p. 758-764.
- GUPTA (S.C.), LARSON (W.E.), 1979b – Estimating Soil Water Retention Characteristics From Particle Size Distribution, Organic Matter Percent, and Bulk Density. *Water Resour. Research*, 15, 6, p.1633-1635.
- GUTHRIE (R.L.), WITTY (J.E.), 1982 – New designations for soil horizons and layers and the new soil survey manual. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 46, p.443-444.
- GUTIERREZ (D.), 1982 – Efectos socioeconomicos de los costos de bombeo del agua subterranea en la region Lagunera. p.3-13. In : *Tecbasis*, Instituto Tecnológico de la Laguna, Torreon, Coahuila, México.
- HABERSTOCK (F.), 1989 – Comportement écophysiological de deux variétés de graminées pérennes dans la zone aride du nord du Mexique. Instituto de Ecologia de México, ORSTOM, INA-PG, 1 vol., 72p.
- HAINES (W.B.), 1923 – The volume changes associated with variation of water contents in soil. *J. Agric. Sci.*, 13, p.296-310.
- HALFFTER (G.), 1981 – The Mapimi Biosphere Reserve : local participation and development. *Ambio*, 10 (23), p.93-96.

- HALFFTER (G.), 1988 – El concepto de Reserva de la Biosfera. p.19–44. In : *Estudio integrado de los recursos vegetacion, suelo y agua en la Reserva de la Biosfera de Mapimi. I. Ambiente natural y humano*, Montana (C.) Ed., Instituto de Ecologia, México, D.F.
- HALLAIRE (V.), 1987 – Retrait vertical d'un sol argileux au cours du dessèchement. Mesures de l'affaissement et conséquences structurales. *Agronomie*, 7 (8), p.631–637.
- HALLSWORTH (E.G.), BECKMANN (G.G.), 1969 – Gilgai in the Quaternary. *Soil Sci.*, 107, 6, p.409–420.
- HARRIS (A.H.), 1977 – Wisconsin Age Environments in the Northern Chihuahuan Desert : Evidence from the Higher Vertebrates. p.23–52. In : *Transactions of the Symposium on the Biological Resources of the Chihuahuan Desert Region. United States and Mexico. Alpine, Texas, 17–18 october 1974*, Wauer (R.H.) and Riskind (D.H.) Eds., U.S. National Park Service Transactions and Proceedings series, n°3.
- HAVERKAMP (R.), VAUCLIN (M.), VACHAUD (G.), 1984 – Error analysis in estimating soil water content from neutron measurements. 1. Local standpoint. *Soil Sci.*, 137, 2, p.78–90.
- HENRICKSON (J.), 1977 – Saline Habitats and Halophytic Vegetation of the Chihuahuan Desert Region. p.289–314. In : *Transactions of the Symposium on the Biological Resources of the Chihuahuan Desert Region. United States and Mexico. Alpine, Texas, 17–18 october 1974*, Wauer (R.H.) and Riskind (D.H.) Eds., U.S. National Park Service Transactions and Proceedings series, n°3.
- HERNANDEZ (A.P.), 1975 – La explotación colectiva en la Comarca Lagunera es un fracaso? Costa Amic Edit., México, D.F., 1 vol., 359p.
- HILLEL (D.), 1974 – L'eau et le sol. Principes et processus physiques. Vander Ed., Louvain, 1 vol., 288p.
- HILLEL (D.), GARDNER (W.R.), 1969 – Steady infiltration into crust-topped profiles. *Soil Sci.*, 108, p.137–142.
- HOLMES (J.W.), 1966 – Influence of bulk density of the soil on neutron moisture meter calibration. *Soil Sci.*, 102, 6, p.355–360.
- HORTON (R.E.), 1933 – The role of infiltration in the hydrological cycle. *Trans. Am. Geophys.Union*, 14, p. 446–460.
- HORTON (R.E.), 1940 – Approach toward a physical interpretation of infiltration capacity. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 5, p.339–417.
- HUBERT (P.), CARBONNEL (J.P.), 1987 – Approche statistique de l'aridification de l'Afrique de l'Ouest. *J. Hydrol.*, 95, p.165–183.
- HUMBEL (F.X.), 1976 – L'espace poral des sols ferrallitiques du Cameroun. Caractéristiques et comportements en relation avec les régimes hydriques et les bioclimats. ORSTOM, Paris, coll. *Travaux et Documents*, n°54, 1 vol., 310p.
- HUSZ (G.), 1967 – Determination of the pF curve from texture, using multiple regressions. *Z. Pflanzenernaehr. Bodenk.*, 116, p.115–125.
- I.N.I.A, 1983 – La désertification dans la région de Coquimbo, Chili. Etude de cas présentée par le gouvernement du Chili. p.52–117. In : *Etudes de cas sur la désertification. Documents élaborés par l'UNESCO, le PNUE et le PNUD*, Mabbutt (J.A.) et Floret (C.) Eds., *Recherches sur les ressources naturelles XVIII*, UNESCO, Paris.
- IRIS (J.M.), 1986 – Analyse et interprétation de la variabilité spatiale de la densité apparente dans trois matériaux ferrallitiques. *Sci. Sol*, 24, 3, p.245–256.
- IRWIN-WILLIAMS (C.), HAYNES (C.V.), 1970 – Climatic change and early population dynamics in the southwestern United States. *Quaternary Research*, 1, p.59–71.
- JAILLARD B.), CABIDOCHÉ (Y.M.), 1984 – Etude de la dynamique de l'eau dans un sol argileux gonflant : dynamique hydrique. *Sci. Sol*, 3, p.239–251.
- JOHNSON (W.M.), Mc CLELLAND (J.E.), Mc CALEB (S.A.), 1960 – Classification and description of soil pores. *Soil Sci.*, 89, p.319–321.
- JOHNSTON (M.C.), 1977 – Brief resume of Botanical, including Vegetational Features of the Chihuahuan Desert Region with special Emphasis on their uniqueness. p.335–359. In : *Transactions of the Symposium on the Biological Resources of the Chihuahuan Desert Region. United States and Mexico. Alpine, Texas, 17–18*

- october 1974, Wauer (R.H.) and Riskind (D.H.) Eds., U.S. National Park Service Transactions and Proceedings series, n°3.
- JONES (B.F.), 1983 – Occurrence of clay minerals in superficial deposits of southwestern Nevada. *Sci. Geol. Mem.*, 73, p.81–92.
- JONES (C.A.), 1983 – Effect of soil texture on critical bulk density for root growth. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 47, p.1208–1211.
- JONGERIUS (A.), SCHOONDERBEEK (D.), JAGER (A.), KOWALINSKI (S.), 1972 – Electro-optical soil porosity investigation by means of Quantimet-B equipment. *Geoderma*, 7, p.177–198.
- KIRKBY (M.), 1988 – Hillslope runoff processes and models. *J. Hydrol.*, 100, p.315–339.
- KIRKHAM (D.), KUNZE (R.J.), 1962 – Isotopes methods and uses in soil physics research. *Adv. Agro.*, V, 14 (321).
- KOSTIAKOV (A.N.), 1932 – On the dynamics of the coefficient of water-percolation in soils and the necessity for studying it from a dynamic point of view for purposes of amelioration. *Trans. Comm. Intern. Soil Sci. Soc. 6th., Moscow*, part A, p.17–21.
- LAFFORGUE (A.), 1977 – Inventaire et examen des processus élémentaires de ruissellement et d'infiltration sur parcelles. Application à une exploitation méthodique des données obtenues sous pluies simulées. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, vol. XIV, n°4, p.299–344.
- LAFFORGUE (A.), NAAH (E.), 1976 – Exemple d'analyse expérimentale des facteurs de ruissellement sous pluies simulées. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, vol. XIII, n°3, p.195–237.
- LAFFORGUE (A.), CASENAVE (A.), 1980 – Derniers résultats obtenus en zone tropicale sur les modalités de transfert pluie-débit par l'emploi de simulateurs de pluie. *La Houille Blanche*, 4–5, p.243–249.
- LAL (R.), 1974 – The effect of soil texture and density on the neutron and density probe calibration for some tropical soils. *Soil Sci.*, 117, 4, p.183–190.
- LAMACHERE (J.M.), SERPANTIE (G.), 1991 – Valorisation agricole des eaux de ruissellement et lutte contre l'érosion sur champs cultivés en mil en zone soudano-sahélienne, Burkina-Faso, province du Yatenga, région de Bidi. p.165–178. In : Utilisation rationnelle de l'eau des petits bassins versants en zone aride, Ed. AUPELF-UREF, John Libbey Eurotext, Paris.
- LANSON (B.), CHAMPION (D.), 1991 – The I/S to illite reaction in the late stage diagenesis. *Am. J. Sci.*, 291, p.473–506.
- LANSON (B.), BESSON (G.), 1992 – Characterization of the end of smectite-to-illite transformation : decomposition of X-ray patterns. *Clays Clay Miner.*, 40, p.40–52.
- LAURITZEN (C.W.), STEWART (A.J.), 1941 – Soil volume changes and accompanying moisture and pore space relationships. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 6, p.113–116.
- LAWS (J.O.), PARSONS (D.A.), 1943 – The relation of raindrop size to intensity. *Trans. Am. Geophys. Union*, 24, p.452–459.
- LE FLOCH (E.), GROUZIS (M.), CORNET (A.), BILLE (J.C.) Eds., 1992 – L'aridité : une contrainte au développement. Caractérisation, réponses biologiques, stratégies des sociétés. ORSTOM, coll. *Didactiques*, 1 vol., 597p.
- LE HOUEROU (H.N.), 1982 – The arid bioclimates in the mediterranean isoclimatic zone. *Oecol. Mediterr.*, VIII, 1–2, p.103–114.
- LE HOUEROU (H.N.), 1989 – La variabilité de la pluviosité annuelle dans quelques régions arides du monde : ses conséquences écologiques. p.127–137. In : Bret (B.) Ed., Les Hommes face aux sécheresses; Nordeste brésilien et Sahel africain. *Coll. Travaux et Mémoires*, Inst. Htes Et. Amér. Latine, Paris, n°42.
- LE HOUEROU (H.N.), 1990 – Bioclimatologie comparée des zones arides s.l. de l'Afrique et de l'Amérique Latine. p. 25–55. In : *TERRA ARIDA, Atelier interrégional Afrique / Amérique Latine, MAB – UNESCO. Bases écologiques du développement rural intégré et lutte contre la désertification en zones arides et semiarides*, Univ. de Chile, Centro de Estudio de zonas aridas, n°7.
- LE HOUEROU (H.N.), 1992 – Relations entre la variabilité des précipitations et celle des productions primaire et secondaire en zone aride. p.197–220. In : *L'aridité : une contrainte au développement. Caractérisation*,

- réponses biologiques, stratégies des sociétés*, Le Floch (E.) et al. Eds., ORSTOM, coll. *Didactiques*.
- LE HOUEROU (H.N.), 1993 – Changements climatiques et désertisation. *Sécheresse*, n°2, vol.4, p.95–111.
- LE HOUEROU (H.N.), POPOV (G.F.), 1981 – An eco-climatic classification of intertropical Africa. FAO, Plant production and protection paper, n°31, 1 vol., 40p. et annexes.
- LERIN (F.), TUBIANA (L.), 1983 – Intentions et contraintes de la politique agricole mexicaine (1980–1982). *Problèmes d'Amérique Latine*, 70, p.58–73.
- LOPEZ RAMOS (E.), 1979 – Geologia de México, 2a ed. Secr. Educ. Publ., Mexico, D.F., 2 vol., 280 et 298p.
- M.A.B.–U.N.E.S.C.O., 1990 – TERRA ARIDA, Atelier interrégional Afrique / Amérique Latine MAB – UNESCO. Bases écologiques du développement rural intégré et lutte contre la désertification en zones arides et semiarides. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales, Centro de Estudios de zonas aridas, Coquimbo, Chile. N°7, exposés et études de cas d'Afrique, 1 vol., 287p. N°8, Estudios de caso de América Latina, 1 vol., 337p.
- Mc GINNIES (W.G.), GOLDMAN (B.J.) et PAYLORE (P.), Eds, 1968 – Deserts of the world : an appraisal of research into their physical and biological environments. University of Arizona Press, Tucson, 1 vol., 246p.
- Mc GINNIES (W.G.), 1979 – General description of desert areas. p.5–19. In : *Arid Land Ecosystems*, vol. 1, PBI 16, Goodall and Perry Eds.
- Mc GRATH (D.B.), HAWLEY (J.W.), 1987 – Geomorphic evolution and soil–geomorphic relationships in the Socorro area, central New Mexico. p.55–67. In : Mc Lomere (V.T.) and Bowie (M.R.) Eds., Guidebook to the Socorro Area, New Mexico, N. Mex. Bur. Mines and Mineral Resources.
- Mc INTYRE (D.S.), 1958 – Permeability measurements of soil crusts formed by raindrop impact. *Soil Sci.*, 85, p.185–189.
- MAERTENS (C.), MORIZET (J.), STUDER (R.), 1965 – Modalités d'utilisation en agronomie d'un humidimètre à ralentissement de neutrons. *Ann. Agron.*, 16, 1, p.5–23.
- MAINGUET (M.), 1994 – Desertification. Natural background and human mismanagement. Second edition. Springer–Verlag, Berlin, New–York, Paris, London, Tokyo, 1 vol., 314p.
- MAMY (J.), GAUTHIER (J.P.), 1976 – Etude de l'évolution de l'ordre cristallin dans la montmorillonite en relation avec la diminution d'échangeabilité du potassium. p.149–155. In : *Proc. Int. Clay Conf., Mexico City, 16–23 jul. 1975*, Bailey (S.W.) Ed.
- MARROQUIN (J.S.), 1977 – A Physiognomic analysis of the types of transitional Vegetation in the eastern parts of the Chihuahuan Desert in Coahuila, Mexico. p.249–272. In : *Transactions of the Symposium on the Biological Resources of the Chihuahuan Desert Region. United States and Mexico. Alpine, Texas, 17–18 october 1974*, Wauer (R.H.) and Riskind (D.H.) Eds., U.S. National Park Service Transactions and Proceedings series, n°3.
- MARTIN (P.S.), MEHRINGER (P.J.) Jr., 1965 – Pleistocene pollen analysis and biogeography of the Southwest. p.433–451. In : *The Quaternary of the United States*, Wright (H.E.) and Frey (D.G.) Eds., Princeton University Press.
- MAUCHAMP (A.), 1992 – L'hétérogénéité spatiale, sa dynamique et ses implications dans une mosaïque de végétation en zone aride. Thèse Doct. Univ. Montpellier II, 1 vol., 51p., annexes.
- MAUCHAMP (A.), JANEAU (J.L.), 1993 – Water funneling by the crown of *Flourensia cernua*, a Chihuahuan Desert shrub. *J. of Arid Environments*, 25, p.299–306.
- MANRIQUE (L.A.), JONES (C.A.), 1991 – Bulk density of soils in relation to soil physical and chemical properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55, p.476–481.
- MEUNIER (A.), INOUE (A.), BEAUFORT (D.), 1991 – Chemiographic analysis of trioctahedral smectite–to–chlorite conversion series from the Ohyu Caldera, Japan. *Clays clay Miner.*, 4, p.409–415.
- MILLOT (G.), PAQUET (H.), RUELLAN (A.), 1969 – Néof ormation de l'attapulgit e dans les sols à carapaces calcaires de la basse Moulouya (Maroc oriental). *C.R. Ac. Sci. Paris*, sér. D, 268, p.2771–2774.
- MILLOT (G.), NAHON (D.), PAQUET (H.), RUELLAN (A.), TARDY (Y.), 1977 – L'épigénie calcaire des roches silicatées dans les encroûtements carbonatés en pays subaride, Antiatlas, Maroc. *Sci. Geol. Bull.*, 30, 3, p.129–152.

- MOLINIER (M.), AUDRY (P.), LEPRUN (J.C.), 1992 – Modélisation de l'écoulement et de l'infiltration d'un sol brun du nordeste semi-aride du Brésil. p.313–329. *In : Actes du séminaire Mapimi, octobre 1989*, Delhoume (J.P.) et Maury (M.E.) Eds., Instituto de Ecologia de Mexico, ORSTOM, CEMCA, Mexico, D.F.
- MONGER (H.C.), DAUGHERTY (L.A.), 1991 – Neof ormation of palygorskite in a southern New Mexico Aridisol. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55, p.1646–1650.
- MONNIER (G.), STENGEL (P.), FIES (J.C.), 1973 – Une méthode de mesure de la densité apparente de petits agglomérats terreux. Application à l'analyse des systèmes de porosité du sol. *Ann. Agron.*, 24 (5), p.533–545.
- MONOD (T.), 1973 – Les déserts. Horizons de France, Paris, 1 vol., 247p.
- MONTANA (C.) Ed., 1988a – Estudio integrado de los recursos vegetacion, suelo y agua en la Reserva de la Biosfera de Mapimi. I. Ambiente natural y humano. Instituto de Ecologia, México, D.F., 1 vol., 290p.
- MONTANA (C.), 1988b – Las formaciones vegetales. p.167–197. *In : Estudio integrado de los recursos vegetacion, suelo y agua en la Reserva de la Biosfera de Mapimi. I. Ambiente natural y humano*, Montana (C.) Ed., Instituto de Ecologia, México, D.F.
- MONTANA (C.), 1992 – The colonization of bare areas in two-phase mosaics of an arid ecosystem. *J. of Ecology*, 80, p.315–327.
- MONTANA (C.), BREIMER (R.F.), 1988 – Major Vegetation and Environment Units. p.99–114. *In : Estudio integrado de los recursos vegetacion, suelo y agua en la Reserva de la Biosfera de Mapimi. I. Ambiente natural y humano*, Montana (C.) Ed., Instituto de Ecologia, Mexico, D.F.
- MOORE (I.D.), 1981 – Effect of surface sealing on infiltration. *Trans. ASAE*, 24, p.1546–1552.
- MORAFKA (D.J.), 1977 – Is there a Chihuahuan Desert? A Quantitative Evaluation Through a Herpetofaunal Perspective. p.437–454. *In : Transactions of the Symposium on the Biological Resources of the Chihuahuan Desert Region. United States and Mexico. Alpine, Texas, 17–18 october 1974*, Wauer (R.H.) and Riskind (D.H.) Eds., U.S. National Park Service Transactions and Proceedings series, n°3.
- MORELLO (J.), CAMBEROS (Y.), 1979 – Diagnostico de potencialidades y restricciones del desarrollo ganadero en el Bolson de Mapimi. Instituto de Ecologia, México, 1 vol., 190p.
- MOREL-SEYTOUX (H.J.), 1973 – Pour une théorie modifiée de l'infiltration. 2<sup>ème</sup> partie : comment? *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, vol. X, n°3, p.199–209.
- MORIN (J.), BENYAMINI (Y.), 1977 – Rainfall infiltration into bare soils. *Water Resour. Res.*, 13, p.813–817.
- MORIN (J.), KEREN (R.), BENJAMINI (Y.), BEN-HUR (M.), SHAINBERG (I.), 1989 – Water infiltration as affected by soil crust and moisture profile. *Soil Sci.*, 148, 1, p.53–59.
- NADEAU (P.H.), WILSON (M.J.), MAC HARDY (W.J.), TAIT (J.M.), 1984 – Interstratified clays as fundamental particles. *Science*, 225, p. 923–925.
- NADEAU (P.H.), WILSON (M.J.), MAC HARDY (W.J.), TAIT (J.M.), 1985 – Interstratified clays as fundamental particles : a reply. *Clays Clay Miner.*, 33, p. 560.
- NASH (M.S.), WIERENGA (P.J.), BUTLER-NANCE (A.), 1989 – Variation in tension, water content and drainage rate along a 91 m transect. *Soil Sci.*, 148, 2, p.94–101.
- NASH (M.S.), WIERENGA (P.J.), GUTJAHR (A.), 1991 – Time series analysis of soil moisture and rainfall along a line transect in arid rangeland. *Soil Sci.*, 152, 3, p.189–198.
- NELSON (R.E.), KLAMETH (L.C.K.), NETTLETON (W.D.), 1978 – Determining soil gypsum content and expressing properties of gypsiferous soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 42, p.659–661.
- NETTLETON (W.D.), FLACH (K.W.), BRASHER (B.R.), 1969 – Argillic horizons without clay skins. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 33, p.121–125.
- NETTLETON (W.D.), NELSON (R.E.), FLACH (K.W.), 1973 – Formation of mica in surface horizons of dryland soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 37, p.473–478.
- NETTLETON (W.D.), WITTY (J.E.), NELSON (R.E.), HAWLEY (J.W.), 1975 – Genesis of argillic horizons in soils of desert areas of the southwestern United States. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 39, p.919–926.



- NETTLETON (W.D.), BRASHER (B.R.), 1983 – Correlation of clay minerals and properties of soils in the western United States. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 47, p.1032–1036.
- NETTLETON (W.D.), PETERSON (F.F.), 1983 – Aridisols. p.165–215. *In : Pedogenesis and Soil Taxonomy. II. The Soil Orders*, WILDING *et al.* Ed., Elsevier, Amsterdam–Oxford–New–York–Tokyo.
- NEVENCHWANDER (L.A.), SCHARROW (S.H.), WRIGHT (H.A.), 1975 – Reviews of tobosa grasse : *Hilaria mutica*. *Southwest nat.*, 20, p.255–263.
- NIELSEN (D.R.), BIGGAR (J.W.), ERHT (K.T.), 1973 – Spatial variability of field measured soil–water properties. *Hilgardia*, 42, p.215–259.
- NOY–MEIR (I.), 1973 – Desert ecosystems : environment and producers. *Ann. Rev. Ecol. and Syst.*, 4, p.25–51.
- NOYOLA ISGLEAS (H.), 1981 – Perspectivas de los sistemas de riego a presión en México. Universidad Autónoma de Chapingo, Departamento de Irrigación, Chapingo, Mex., 29p.
- PACKARD (R.L.), 1977 – Mammals of the Southern Chihuahuan Desert : an Inventory. p.141–153. *In : Transactions of the Symposium on the Biological Resources of the Chihuahuan Desert Region. United States and Mexico. Alpine, Texas, 17–18 october 1974*, Wauer (R.H.) and Riskind (D.H.) Eds., U.S. National Park Service Transactions and Proceedings series, n°3.
- PALACIO VELEZ (E.), 1986 – Costo del agua de bombeo en la región Lagunera. p.33–67. *In : Memorias del 2° ciclo internacional de conferencias : Aprovechamiento de aguas subterráneas en la agricultura, janvier 1985*, CONACYT, Torreon, Coahuila, México.
- PAPKE (K.G.), 1970 – A sepiolite–rich playa deposit in southern Nevada. *Clays Clay Miner.*, 20, 211–215.
- PAQUET (H.), 1983 – Stability, instability and significance of attapulgite in the calcretes of mediterranean and tropical areas with marked dry season. *Sci. Geol. Mém. Strasbourg*, 72, p.131–140.
- PARLANGE (J.Y.), HOGARTH (W.L.), PARLANGE (M.B.), 1984 – Optimal analysis of the effect of a surface crust. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 48, p.494–497.
- PARRY (W.T.), REEVES (C.C.), 1968 – Clay mineralogy of pluvial lake sediments, southern High Plains, Texas. *J. Sediment. Petrol.*, 38, p.516–529.
- PECK (A.J.), LUXMOORE (R.J.), STOLZY (J.L.), – 1977 – Effects of spatial variability of soil hydraulic properties in water budget modeling. *Water Resour. Res.*, 13, p.348–354.
- PENMAN (H.L.), 1948 – Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy. Soc. London*, ser. A, vol. 193, p.120–145.
- PETTYJOHN (W.A.), 1986 – Artificial ground–water recharge. p.105–119. *In : Memorias del 2° ciclo internacional de conferencias : Aprovechamiento de aguas subterráneas en la agricultura, janvier 1985*, CONACYT, Torreon, Coahuila, México.
- PEREZ (P.), 1994 – Genèse du ruissellement sur les sols cultivés du sud Saloum (Sénégal). Du diagnostic à l'aménagement de parcelle. Thèse Doct. Sci. Agron., Ecole Nat. Sup. Agron. de Montpellier, 1 vol., 250p.
- PERRIER (E.), 1994 – Structure géométrique et fonctionnement hydrique des sols. Simulations exploratoires. Thèse Doct. Univers. Paris VI, 1 vol., 248p.
- PHILIP (J.R.), 1957 – The theory of infiltration. 1. The infiltration equations and its solution. *Soil Sci.*, 83, p.345–357. 2. The profile at infinity. *Soil Sci.*, 83, p.435–448. 3. Moisture profiles and relation to experiment. *Soil Sci.*, 84, p.163–178. 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. *Soil Sci.*, 84, p.257–264. 5. The influence of initial moisture content. *Soil Sci.*, 84, p.329–339. 6. Effect of water depth over soil. *Soil Sci.*, 85, p.278–286.
- PINKAVA (D.J.), 1977 – Vegetation and Flora of the Cuatro Ciénegas Basin, Coahuila, Mexico. p.327–333. *In : Transactions of the Symposium on the Biological Resources of the Chihuahuan Desert Region. United States and Mexico. Alpine, Texas, 17–18 october 1974*, Wauer (R.H.) and Riskind (D.H.) Eds., U.S. National Park Service Transactions and Proceedings series, n°3.
- PONCET (Y.), 1986 – Images spatiales et paysages sahéliens. Une étude régionale des milieux naturels par télédétection. Azawagh, République du Niger. ORSTOM, Paris, coll. *Travaux et Documents*, n°200, 1 vol., 255p.

- PONTANIER (R.), MOUKOURI KUOH (H.), SAYOL (R.), SEINY-BOUKAR (L.), THEBE (B.), 1984 – Comportement hydrique et sensibilité à l'érosion de quelques sols du Nord Cameroun soumis à des averses contrôlées (premiers résultats 1982-1984). IRA-IRGM, Yaoundé, Cameroun, 1 vol., 76p.
- POSS (R.), 1984 – La précision du comptage neutronique avec l'humidimètre SOLO 25. Définition des protocoles de mesure. *Bull. GFHN*, 16, p.109-122.
- POSS (R.), 1987 – BHYSON 1.2. Logiciel intégré pour le traitement des données d'humidimétrie neutronique. ORSTOM, Paris, coll. LOGOR, 60p., 1 disquette.
- POSS (R.), 1991 – Transferts de l'eau et des éléments minéraux dans les terres de Barre du Togo. Conséquences agronomiques. Thèse Docteur Université Paris 6 (spécialité : Pédologie), 1 vol., 335p.
- POWELL (I.M.), TURNER (B.L.), 1977 – Aspects of the Plant Biology of the Gypsum Outcrops of the Chihuahuan Desert. p.315-325. In : *Transactions of the Symposium on the Biological Resources of the Chihuahuan Desert Region. United States and Mexico. Alpine, Texas, 17-18 october 1974*, Wauer (R.H.) and Riskind (D.H.) Eds., U.S. National Park Service Transactions and Proceedings series, n°3.
- PRAKASH (I.), MALHOTRA (S.P.), LAHIRI (A.N.), 1983 – Désertification dans le secteur de développement de la Luni, Rajasthan. Etude de cas présentée par le gouvernement de l'Inde. p.152-181. In : *Etudes de cas sur la désertification. Documents élaborés par l'UNESCO, le PNUE et le PNUD*, Mabbutt (J.A.) et Floret (C.) Eds., *Recherches sur les ressources naturelles XVIII*, UNESCO, Paris.
- PUCCIARELLI (A.), 1985 – El sentido de la historia regional. Estudio sobre la Comarca Lagunera. p.127-169. In : *Ensayos sobre cuestiones agrarias*, Ed. Terra Nova, México.
- RAUNKIAER (C.), 1934 – Plant life forms. Clarendon, Oxford, 1 vol., 104p.
- RAWLS (W.J.), 1983 – Estimating soil bulk density from particle size analysis and organic matter content. *Soil Sci.*, 135, p.123-125.
- RAWLS (W.J.), BRAKENSIEK (D.L.), 1982 – Estimating soil water retention from soil properties. *J. Irrigat. Drain. Div. Am. Soc. Civ. Eng.*, 108 (IR2), p.166-171.
- RAWLS (W.J.), BRAKENSIEK (D.L.), 1989 – Estimation of soil water retention and hydraulic properties. p.275-300. In : *Unsaturated flow in hydrologic modeling*, Nato Asi series, Kluwer Academic Publishers.
- RAWLS (W.J.), GISH (T.J.), BRAKENSIEK (D.L.), 1991 – Estimating soil water retention from soil physical properties and characteristics. *Adv. Soil Sci.*, 16, p.213-214.
- REEVES (C.C.) Jr., 1973 – The full-glacial climate of the southern High Plains, west Texas. *Journal of Geology*, 81, p.693-704.
- RIGAL (G.), 1988 – Etude du problème de l'irrigation dans une région agricole du centre-nord du Mexique. Diplôme d'Agronomie Approfondie, INA Paris-Grignon, ORSTOM-Mexique, Instituto de Ecologia de México, 1 vol., 102p.
- RIOU (C.), 1975 – La détermination pratique de l'évaporation. Application à l'Afrique centrale. Coll. *Mémoires ORSTOM*, Paris, n°80, 1 vol., 236p.
- ROGNON (P.), 1994 – Les conséquences de la sécheresse sur la pédogenèse. *Sécheresse*, n°3, vol.5, p.173-184.
- ROOSE (E.J.), 1977 – Erosion et ruissellement en Afrique de l'Ouest. Vingt années de mesures en petites parcelles expérimentales. Coll. *Trav. et Doc.*, ORSTOM, Paris, n°78, 1 vol., 108p.
- RUELLAN (A.), 1971 – Contribution à la connaissance des sols des régions méditerranéennes : les sols à profil calcaire différencié des plaines de la basse Moulouya (Maroc oriental). Coll. *Mémoires ORSTOM*, Paris, n°54, 1 vol., 302p.
- RUELLE (P.), BEN SALAH (D.), VAUCLIN (M.), 1986 – Méthodologie d'analyse de la variabilité spatiale d'une parcelle agronomique. Application à l'échantillonnage. *Agronomie*, 6 (6), p.529-539.
- RUIZ DE ESPARZA (R.), 1986 – Inventario de los recursos florísticos de la reserva de la biosfera de Mapimi. Tesis profesional, Univ. Autonoma de Guadalajara, México, 1 vol., 145p.
- RUIZ DE ESPARZA (R.), 1991 – Cartografía de la vegetación de la cuenca hidrologica del preson San Ignacio (Reserva de la Biosfera de Mapimi) y estudio de las relaciones suelo-vegetación. Tesis de Maestria, Univ. de Chihuahua, México, Division de Posgrado e Investigacion, 1 vol., 148p.

- RUIZ DE ESPARZA (R.), 1992 – Inventario y espectro biológico de las plantas vasculares de la Reserva de Mapimi. p.221–233 : *Actes du séminaire Mapimi, octobre 1989*, Delhoume (J.P.) et Maury (M.E.) Eds., Instituto de Ecología de Mexico, ORSTOM, CEMCA, Mexico, D.F.
- RUSSELL (J.D.), FARMER (V.C.), VELDE (B.), 1970 – Replacement of OH by OD in layer silicates and identification of the vibrations of these groups in infrared spectra. *Mineral. Mag.*, 37, p.869–879.
- RUSSO (D.), BRESLER (E.), 1981a – Soil hydraulic properties as stochastic processes. I. An analysis of field spatial variability. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45, p.682–687.
- RUSSO (D.), BRESLER (E.), 1981b – Soil hydraulic properties as stochastic processes. II. Errors of estimates in a heterogeneous field. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 46, p.20–26.
- RZEDOWSKI (J.), 1978 – Vegetacion de México. Limusa, México, D.F., 1 vol., 432p.
- SANCHEZ (V.), 1986 – Características generales del acuífero de la Comarca Lagunera. p.13–31. In : *Memorias del 2° ciclo internacional de conferencias : Aprovechamiento de aguas subterráneas en la agricultura, janvier 1985*, CONACYT, Torreon, Coahuila, México.
- S.A.R.H., 1979 – Estadística agrícola de los distritos de riego. Año agrícola 1977–78. Dirección General de Economía Agrícola, Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos, México, 1 vol., 157p.
- SCHMIDLY (D.J.), 1977 – Factors Governing the Distribution of Mammals in the Chihuahuan Desert Region. p.163–192. In : *Transactions of the Symposium on the Biological Resources of the Chihuahuan Desert Region. United States and Mexico. Alpine, Texas, 17–18 october 1974*, Wauer (R.H.) and Riskind (D.H.) Eds., U.S. National Park Service Transactions and Proceedings series, n°3.
- SCHMIDT (R.H.) Jr, 1979 – A climatic delineation of the real Chihuahuan Desert. *J. of Arid Environments*, 2, p.243–250.
- SCHMIDT (R.H.) Jr, 1983a – Chihuahuan Climate. p.40–63. In : *Invited papers from the Second Symposium on resources of the Chihuahuan Desert Region. United States and Mexico, Alpine, Texas, USA, 20–21 october 1983*, Edit. Chihuahuan Desert Research Institute, Texas.
- SCHMIDT (R.H.) Jr, 1983b – Climate and the Chihuahuan Desert. p.35–52. In : *Natural Resources and Renewable Resources and Development in Arid Regions*, Campos (E.) and Anderson (R.J.) Eds., West View Press, Boulder, CO.
- SCHULZE (G.), 1953 – Conglomerados Terciarios Continentales en la Comarca Lagunera de Durango y Coahuila y sus relaciones con fenómenos ígneos, geomorfológicos y climatológicos. Instituto Nacional para la Investigación de Recursos Minerales, México, D.F., 1 vol., 52p.
- SCOTT (G.J.T.), WEBSTER (R.), NORTCLIFF (S.), 1988 – The topology of pore structure in cracking clay soil. I. The estimation of numerical density. II. Connectivity density and its estimation. *J. of Soil Sci.*, 39, p.303–314, 315–326.
- SHAWNEY (B.L.), REYNOLDS Jr (R.C.), 1985 – Interstratified clays as fundamental particles : a discussion. *Clays Clay Miner.*, 33, p.559.
- SINCLAIR (D.F.), WILLIAMS (J.), 1979 – Components of variance involved in estimation soil water content and water content change using neutron moisture meter. *Aust. J. Soil Res.*, 17, p.237–247.
- SINGER (A.), 1989 – Palygorskite and sepiolite group minerals. p.829–872. In : *Minerals in soil environments, 2nd ed.*, Dixon (J.B.) and Weed (S.B.) Eds., SSSA Book, ser. n°1, Madison, WI.
- SINGER (A.), NORRISH (K.), 1974 – Pedogenic palygorskite occurrences in Australia. *Am. Mineral.*, 59, p.508–517.
- SINGER (A.), KIRSTEN (W.), BUHMANN (C.), 1995 – Fibrous clay minerals in the soils of Namaqualand, South Africa : characteristics and formation. *Geoderma*, 66, p.43–70.
- SINGEWALD (Q.D.), 1936 – Igneous phenomena and geologic structure near Mapimi. *Bull. of the Geol. Soc. of Amer.*, 47, 7, p.1150–1176.
- SIRCOULON (J.), 1976 – Les données hydropluviométriques de la sécheresse récente en Afrique intertropicale. Comparaison avec les sécheresses "1913" et "1940". *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, 13, 2, p.75–174.
- SIRCOULON (J.), 1986 – La sécheresse en Afrique de l'Ouest. Comparaison des années 1982–84 avec les années 1972–1973. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, 21, 4, p.75–86.

- SMILES (D.E.), 1974 – Infiltration into a swelling material. *Soil Sci.*, 117, p.140–147.
- SOIL SURVEY STAFF, 1975 – Soil Taxonomy. A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys. Soil Conservation Service, U.S. Department of Agriculture, Agriculture Handbook n°436, 1 vol., 754p.
- SOLBRIG (O.T.), 1977 – Drought resistance in desert plants. Life form strategies in response to water resources. *In : Convergent evolution in warm deserts*, Orians (G.H.) and Solbrig (O.T.) Eds., US/IBP Synthesis Series, 3, Dowden, Hutchinson and Ross, Pennsylvania.
- STENGEL (P.), 1979 – Utilisation de l'analyse des systèmes de porosité pour la caractérisation de l'état physique du sol *in situ*. *Ann. Agron.*, 30, (1), p.27–51.
- STOCKING (M.A.), 1988 – Assessing vegetative cover and management effects. p.163–186. *In : Soil erosion research methods*, Lal (R.) Ed., Soil and Water Cons. Soc., Ankeny, Iowa.
- TAMAYO (J.L.), 1982 – Geografía moderna de México. Editorial Trillas, novena edición, México D.F., 1vol., 400p.
- TARIQ (A.), DURNFORD (D.S.), 1993a – Soil volumetric shrinkage measurements : a simple method. *Soil Sci.*, 155, 5, p.325–330.
- TARIQ (A.), DURNFORD (D.S.), 1993b – Analytical Volume Change Model for Swelling Clay Soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57, 5, p.1183–1187.
- TESSIER (D.), 1984 – Etude expérimentale de l'organisation des matériaux argileux. Hydratation, gonflement et structuration au cours de la dessiccation et de la réhumectation. Thèse Doct. Univers. Paris VII, 1 vol., INRA, 361p.
- THEBE (B.), 1987 – Hydrodynamique de quelques sols du nord-Cameroun. Bassins versants de Mouda. Contribution à l'étude des transferts d'échelles. Thèse Doct. Univers. Sci. et Tech. du Languedoc, Montpellier, 1 vol., 306p.
- THONY J.L.), VACHAUD (G.), CLOTHIER (B.E.), ANGULO-JARAMILLO (R.), 1991 – Field measurement of the hydraulic properties of soil. *Soil Technology*, 4, p.111–123.
- TOUMA (J.), 1984 – Etude critique de la caractérisation hydrodynamique des sols non saturés : rôle de l'air, influence de l'écoulement multidimensionnel de l'eau. Thèse Docteur-ès-Sciences Physiques, Univers. de Grenoble, 1 vol., 190p.
- TOUMA (J.), 1992 – Simulation numérique de l'infiltration dans les sols encroûtés : croûte établie et en formation. *Hydrol. continent.*, 7, n°2, p.143–156.
- TOUMA (J.), BOIVIN (P.), 1988 – Mesure de l'infiltrabilité du sol par la méthode du double anneau. 2. Résultats numériques. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, vol. XXIV, n°1, p.27–37.
- TOUMA (J.), ALBERGEL (J.), 1992 – Determining soil hydrologic properties from rain simulator or double ring infiltrometer experiments : a comparison. *J. Hydrol.*, 135, p.73–86.
- U.N.E.S.C.O, 1979 – Map of the world distribution of arid regions. Explanatory note. *MAB Technical Notes 7*, Unesco, Paris, 1 vol., 54p.
- U.N.E.S.C.O, 1983 – Etudes de cas sur la désertification. Documents élaborés par l'UNESCO, le PNUE et le PNUD. Edité par J.A. Mabbutt et C. Floret. *Recherches sur les ressources naturelles XVIII*, UNESCO, Paris, 1 vol., 291p.
- U.N.E.S.C.O., 1984 – Plan de acción para las Reservas de la Biosfera. *La Naturaleza y sus Recursos*, 20, 4, p.1–12.
- VACHAUD (G.) Ed., 1989 – Action Thématique Programmée : Influence à l'échelle régionale des couvertures pédologiques et végétales sur les bilans hydriques et minéraux des sols. Juin 1986–juin 1989. Rapport final. Institut de Mécanique de Grenoble, 1 vol., 439p.
- VACHAUD (G.), VAUCLIN (M.), KHANJI (D.), WAKIL (N.), 1973 – Effects of air pressure on water flow in an unsaturated stratified vertical column of sand. *Water Resour. Res.*, vol.9, n°1, p.160–173.
- VACHAUD G.), DANCETTE (C.), SONKO (S.), THONY (J.L.), 1978 – Méthodes de caractérisation hydrodynamique *in-situ* d'un sol non saturé. Application à deux types de sol du Sénégal en vue de la détermination des termes du bilan hydrique. *Ann. Agron.*, 29, p.1–36.

- VACHIER (P.), CAMBIER (P.), PROST (R.), 1979 – Structure d'un milieu poreux : la craie. *Ann. Agron.*, 30, n°3, p.247–263.
- VALENTIN (C.), 1978 – Divers aspects des dynamiques actuelles de quelques sols ferrallitiques et interprétations agronomiques. ORSTOM, Adiopodoumé, Côte d'Ivoire, 1 vol., 141p.
- VALENTIN (C.), 1985 – Organisations pelliculaires superficielles de quelques sols de région subdésertique (Agadez–Niger). Dynamique et conséquences sur l'économie en eau. Thèse 3<sup>e</sup> cycle Univers. Paris VII (1981), ORSTOM, Paris, coll. *Etudes et Thèses*, 1 vol., 259p.
- VALENTIN (C.), 1986 – Différencier les milieux selon leur aptitude au ruissellement : une cartographie adaptée aux besoins hydrologiques. p.50–74. In : *Journées Hydrologiques de l'ORSTOM à Montpellier, 17–18 septembre 1985*, ORSTOM, Paris, coll. *Colloques et Séminaires*.
- VALENTIN (C.), 1994 – Sécheresse et érosion au Sahel. *Sécheresse*, n°3, vol.5, p.191–198.
- VAN BAVEL (C.H.M.), UNDERWOOD (N.), SWANSON (R.W.), 1956 – Soil moisture measurement by neutron moderation. *Soil Sci.*, 82, p.29–41.
- VAN DEN HEUVEL (R.C.), 1966 – The occurrence of sepiolite and attapulgite in the calcareous zone of a soil near Las Cruces, New Mexico. *Clays Clay Miner.*, 13, p.193–207.
- VAN DEVENDER (T.R.), 1977 – Holocene woodlands in the southwestern deserts. *Science*, 198, p.189–192.
- VAN DEVENDER (T.R.), WORTHINGTON (R.D.), 1977 – The Herpetofauna of Howell's Ridge Cave and the Paleocology of the Northwestern Chihuahuan Desert. p.85–106. In : *Transactions of the Symposium on the Biological Resources of the Chihuahuan Desert Region. United States and Mexico. Alpine, Texas, 17–18 october 1974*, Wauer (R.H.) and Riskind (D.H.) Eds., U.S. National Park Service Transactions and Proceedings series, n°3.
- VAN DEVENDER (T.R.), SPAULDING (W.G.), 1983 – Development of vegetation and climate in the southwestern United States. p.131–156. In : *Origin and evolution of deserts*, Wells et al. Eds., Univ. of New Mexico Press, Albuquerque.
- VAN DEVENDER (T.R.), BETANCOURT (J.L.), WIMBERLY (M.), 1984 – Biogeographic implications of a packrat midden sequence from the Sacramento mountains, South Central New Mexico. *Quaternary Research*, 22, p.344–360.
- VAN HOORT (J.), 1984 – Géométrie de l'espace poral. Comportement hydrique et pédogenèse. Application à des sols sous prairie et alpage issus de l'altération des calcschistes sédimentaires en moyenne et haute montagne. Alpes du Nord (Beaufortin). Thèse Docteur–Ingénieur, INA–PG, 1 vol., 281p.
- VAUCLIN (M.), 1983 – Méthodes d'étude de la variabilité spatiale des propriétés d'un sol. p.9–43. In : *Variabilité spatiale des processus de transfert dans les sols, Colloque SHF–INRA, Groupe de travail "Dispersion en milieux poreux"*, Avignon, 24–25 juin 1982, Ed. INRA Publ., *Les Colloques de l'INRA*, n°15.
- VAUCLIN (M.), 1986 – L'infiltration : aperçus physiques et modélisation. p.214–236. In : *Journées Hydrologiques de l'ORSTOM à Montpellier, 17–18 septembre 1985*, ORSTOM Paris, coll. *Colloques et Séminaires*.
- VAUCLIN (M.), HAVERKAMP (R.), VACHAUD (G.), 1984 – Error analysis in estimating soil water content from neutron measurements. 2. Spatial standpoint. *Soil Sci.*, 137, 3, p.141–148.
- VERECKEN (H.), 1995 – Estimating the unsaturated hydraulic conductivity from theoretical models using simple soil properties. *Geoderma*, 65, p.81–92.
- VERECKEN (H.), MAES (J.), DARIUS (P.), FEYEN (J.), 1989 – Estimating the soil moisture retention characteristic from texture, bulk density and carbon content. *Soil Sci.*, 148, p.389–403.
- VIEIRA (S.R.), NIELSEN (D.R.), BIGGAR (J.W.), 1981 – Spatial Variability of Field–Measured Infiltration Rate. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45, p.1040–1048.
- VILCHIS MARIN (A.), 1979 – Estudio climático del Bolson de Mapimi. Tesis de licenciatura, UNAM, México, D.F., 1 vol., 136p.
- VILCHIS MARIN (A.), 1981 – Les precipitaciones en el Bolson de Mapimi y los estados atmosféricos que determina. Instituto de Ecología, México, D.F., 1 vol., 63p., annexes.

- VIRAMONTES-PEREIDA (D.), 1990 – Cuantificación del escurrimiento y la erosión hídrica en el desierto chihuahuense (Reserva de la Biosfera de Mapimi). Tesis profesional, Univ. Juárez del Estado de Durango, Dgo, México, 1 vol., 91p., annexes.
- VIZIER (J.F.), 1971 – Etude des variations du volume spécifique apparent dans les sols hydromorphes au Tchad. Allure des phénomènes. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, vol. IX, n°2, p.133–145.
- VOLTZ (M.), 1986 – Variabilité spatiale des propriétés physiques du sol en milieu alluvial. Thèse Doct. Ing. ENSA Montpellier, 1 vol., 198p.
- VOLTZ (M.), BORNAND (M.), 1988 – Analyse de la variabilité spatiale des propriétés physiques du sol. p.101–131. In : *Etudes sur les transferts d'eau dans le système sol – plante – atmosphère. Comptes-rendus des travaux effectués dans le cadre de l'Action Thématique Programmée "Eau"*, Calvet (R.) Ed., INRA, Grignon.
- WALLER (P.M.), WALLENDER (W.W.), 1993 – Changes in cracking, water content and bulk density of salinized swelling clay field soils. *Soil Sci.*, 156, 6, p.414–423.
- WARNOCK (B.H.), 1977 – Impressions of the Chihuahuan Desert Plant Life. p.XV–XVII. In : *Transactions of the Symposium on the Biological Resources of the Chihuahuan Desert Region. United States and Mexico. Alpine, Texas, 17–18 October 1974*, Wauer (R.H.) and Riskind (D.H.) Eds., U.S. National Park Service Transactions and Proceedings series, n°3.
- WATTS (N.L.), 1980 – Quaternary pedogenic calcretes from the Kalahari (South Africa) : mineralogy, genesis and diagenesis. *Sedimentology.*, 27, p.661–686.
- WAUER (R.H.), LIGON (J.D.), 1977 – Distributional Relations of Breeding Avifauna of Four Southwestern Mountain Ranges. p.567–578. In : *Transactions of the Symposium on the Biological Resources of the Chihuahuan Desert Region. United States and Mexico. Alpine, Texas, 17–18 October 1974*, Wauer (R.H.) and Riskind (D.H.) Eds., U.S. National Park Service Transactions and Proceedings series, n°3.
- WELLS (P.V.), 1977 – Post-Glacial Origin of the Present Chihuahuan Desert Less Than 11500 years ago. p.67–83. In : *Transactions of the Symposium on the Biological Resources of the Chihuahuan Desert Region. United States and Mexico. Alpine, Texas, 17–18 October 1974*, Wauer (R.H.) and Riskind (D.H.) Eds., U.S. National Park Service Transactions and Proceedings series, n°3.
- WELLS (P.V.), 1979 – An equable glaciopluvial in the West-pleniglacial evidence of increased precipitation on a gradient from the great Basin to the Sonoran and Chihuahuan Deserts. *Quaternary Research*; 12, n°3, p.311–325.
- WELLS (S.G.), HARAGAN (D.R.), 1983 – Origin and evolution of deserts. Univ. of New Mexico Press, Albuquerque, 1 vol., 288p.
- WHITE (L.P.), 1970 – Brousse tigrée patterns in Southern Niger. *J. of Ecology*, 58, p.549–553.
- WHYTE (A.) et BURTON (I.), 1981 – Socio-economic and perception studies in the Biosphere Reserve in the bolson of Mapimi. Instituto de Ecología, México, D.F., 1 vol., 80p.
- WIERENGA (P.J.), HENDRICKX (J.M.H.), NASH (M.H.), LUDWIG (J.A.), DAUGHERTY (L.A.), 1987 – Variation of soil and vegetation with distance along a transect in the Chihuahuan Desert. *J. of Arid Environments*, 13, p.53–63.
- WILDING (L.P.), SMECK (N.E.), HALL (G.F.) Ed., 1983 – Pedogenesis and Soil Taxonomy. I. Concepts and Interactions. II. The Soil Orders. Elsevier, Coll. *Developments in Soil Science*, 11 A, 11 B, Amsterdam–Oxford–New–York–Tokyo, 2 vol., 394p. et 410p.
- WILLIAMS (J.R.), JONES (C.A.), DYKE (P.T.), 1984 – A modeling approach to determining the relationship between erosion and soil productivity. *Trans. Am. Soc. Agric. Eng.*, 27, 1, p.129–144.
- WILLIAMS (R.D.), AHUJA (L.R.), NANEY (J.W.), 1992 – Comparison of methods to estimate soil water characteristics from soil texture, bulk density and limited data. *Soil Sci.*, 153, 3, p.172–184.
- WILSON (M.J.), 1987 – Soil smectites and related interstratified minerals : recent developments. p.167–173. In : *Proceedings of the International Clay Conference, Denver, 1985*, Schultz (L.G.), Van Olphen (H.) and Mumpton (F.A.) Eds., The Clay Minerals Society, Bloomington, Indiana, USA.
- WISCHMEIER (W.H.), 1959 – A rainfall erosion index for a universal soil-loss equation. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 23, p.246–249.

- WISCHMEIER (W.H.), SMITH (D.D.), 1958 – Rainfall energy and its relationship to soil loss. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 39, 2, p.285–291.
- YAALON (D.H.), GANOR (E.), 1973 – The influence of dust on soils during the Quaternary. *Soil Sci.*, 116, p.146–155.
- YAALON (D.H.), WIEDER (M.), 1976 – Pedogenetic palygorskite in some arid brown (Calciorthids) soils of Israel. *Clay Mineral.*, 11, p.73–80.
- YAIR (A.), DANIN (A.), 1980 – Spatial variations in vegetation as related to the soil moisture regime over an arid limestone hillside, Northern Negev, Israel. *Oecologia*, 47, p.83–88.
- YEH (T.C.), GELHAR (L.W.), WIERENGA (P.J.), 1986 – Observations of spatial variability of soil–water pressure in a field soil. *Soil Sci.*, 142, 1, p.7–12.
- YORO (G.), GODO (G.), 1989–1990 – Les méthodes de mesure de la densité apparente. Analyse de la dispersion des résultats dans un horizon donné. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, vol. XXV, n°4, p.423–429.





## ANNEXE

L'ensemble des annexes ci-dessous est présenté sur disquette informatique (3"1/2; système PC; Win Word version 2.0) disponible sur demande à l'auteur (J.P. Delhoume, c/o J.Ducloux, Laboratoire "Argiles, Sols, Altérations", Université de Poitiers, 40 av. Recteur Pineau, 86022, Poitiers Cédex).

### ANNEXE 1 - PÉDOLOGIE

Fichiers **PEDO1** à **PEDO6** = caractéristiques morphologiques et analyses physico-chimiques de 120 profils de sols de la toposéquence, répartis du piedmont jusqu'à la *playa*.

### ANNEXE 2 - PLUVIOMETRIE

Fichier **PLUVIO1** = pluviométrie journalière de la station Laboratoire (1978-1992).

Fichier **PLUVIO2** = pluviométrie journalière de la station Ceballos (1956-1987).

Fichier **PLUVIO3** = pluviométrie mensuelle des stations Laboratoire (1978-1992) et Ceballos (1956-1987).

Fichier **PLUVIO4** = pluviométrie des stations Laboratoire (1978-1992) et Ceballos (1956-1987) par classe de hauteur de pluie.

Fichier **PLUVIO5** = pluviométrie au niveau spatial (1988-1992) de la toposéquence San Ignacio, du bassin versant El General et du bassin versant San Ignacio (48 pluviomètres).

### ANNEXE 3 - SIMULATION DE PLUIE

Fichier **SIMUL1** = résultats concernant les stations du piedmont (2 parcelles).

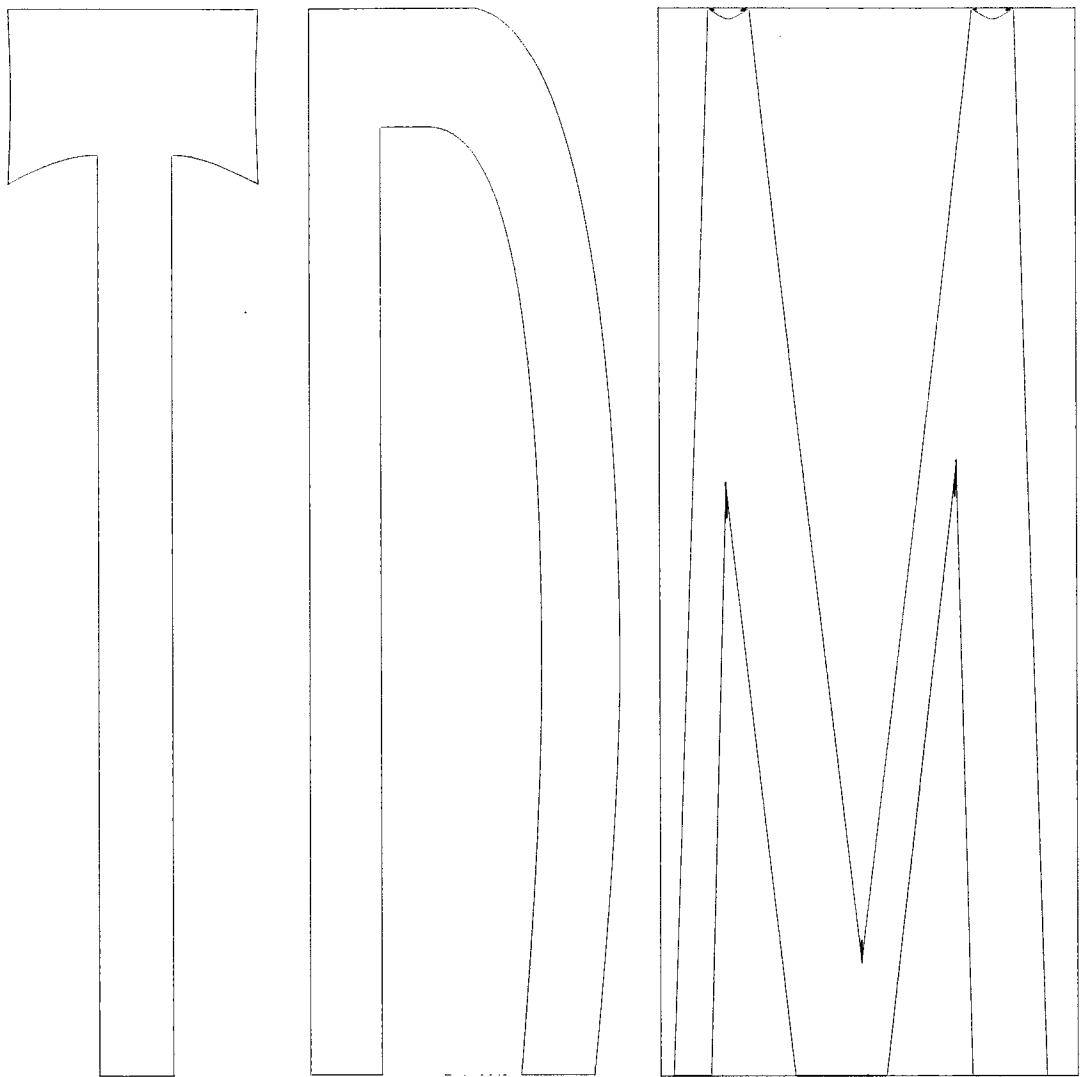
Fichier **SIMUL2** = résultats concernant les stations de la *bajada* supérieure (3 parcelles).

Fichier **SIMUL3** = résultats concernant les stations de la *bajada* inférieure, *Mogote* et *Hilaria* (8 parcelles).

### ANNEXE 4 - STOCK HYDRIQUE DU SOL

Fichier **STOCK1** = stocks hydriques pré et post-séquence pluvieuse de la station *Mogote* (16 évènements pluvieux).

Fichier **STOCK2** = stocks hydriques pré et post-séquence pluvieuse de la station *Hilaria* (15 évènements pluvieux).



## Thèses et documents microfichés

### Mots-clés

Désert de Chihuahua, Cycle de l'eau, Fonctionnement hydrique, Pédogenèse, Dynamique de l'écosystème.



209-213, rue La Fayette  
75480 Paris cedex 10

ISSN : 0767-922X  
ISBN : 2-7099-1338-0

Diffusion :  
32, avenue Henri Varagnat  
93143 Bondy cedex